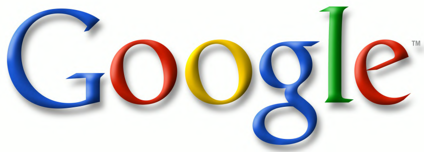
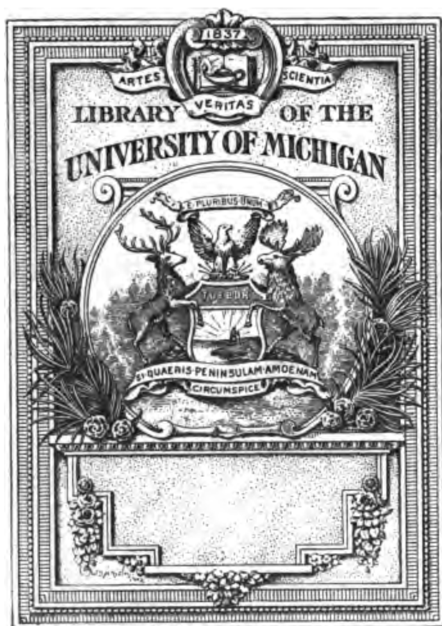
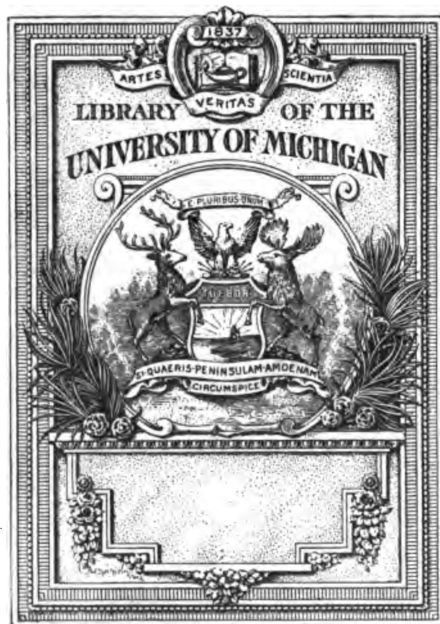



1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE


1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE

Grundzüge

der

Gesteinskunde.

Von

Dr Ernst Weinschenk,

a.-o. Professor der Petrographie an der Universität München.

I. Teil:

Allgemeine Gesteinskunde

als Grundlage der Geologie.

Zweite, umgearbeitete Auflage.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1906.
Zweigniederlassungen in Wien, Straßburg, München und St Louis Mo.

Tafel I.

Die Bildung der festen Erdkruste nach Stübel,
dargestellt an einem Segment der Erdoberfläche.

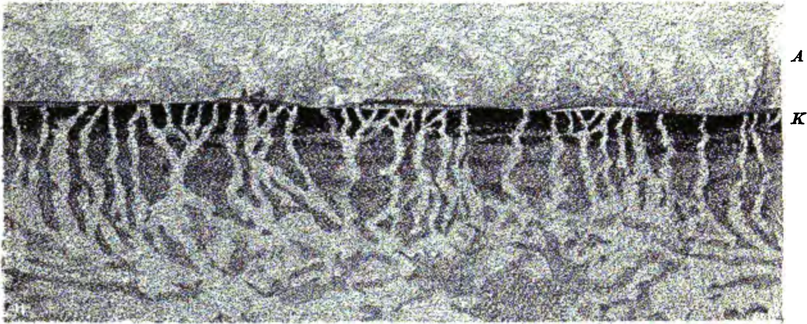


Fig. 1.

Bildung einer Erstarrungskruste *K*, welche durch massenhafte Ausbrüche von schmelzflüssigem Magma allenthalben gesprengt wird; die Atmosphäre *A* ist eine mächtige Dunsthülle.

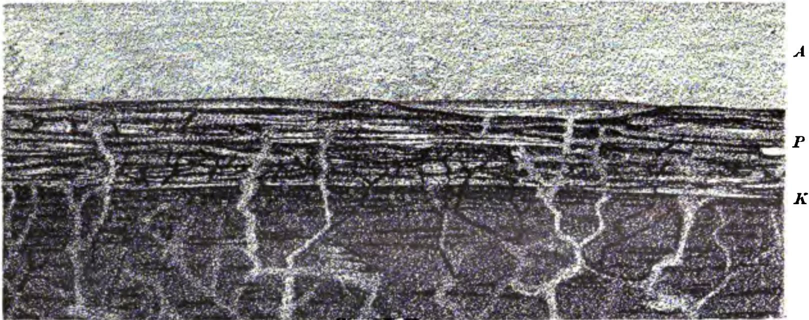


Fig. 2.

Zeitalter der Katastrophen. Durch die vulkanische Tätigkeit vergangener Perioden der Verfestigung hat sich die Panzerdecke *P* über der Kruste *K* gebildet. In diesem Stadium sind nur noch wenige Verbindungskanäle mit dem Erdinnern vorhanden, welche zu ungeheuern Massenergüssen führen, die sich in und über der Panzerdecke ausbreiten.

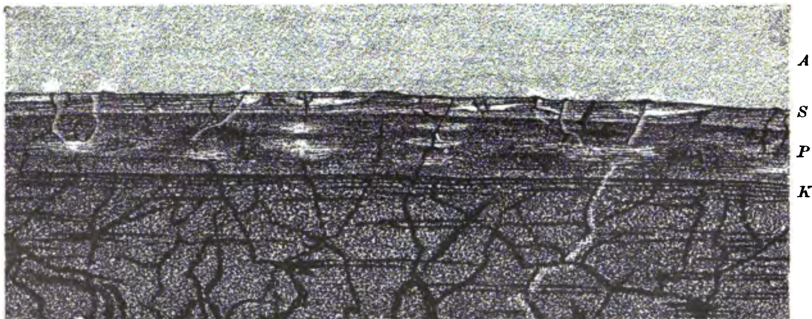
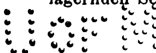


Fig. 3.

Heutiger Zustand. Die Verbindung mit dem Erdinnern ist durch fortschreitende Erkaltung abgeschnitten. In der Panzerdecke *P* sind noch schmelzflüssige Reste der einstigen Massenergüsse, die peripherischen Herde, vorhanden, welche nun ausschließlich die auf den überlagernden Sedimenten *S* aufgesetzten kleinen Vulkankegel speisen.



Allgemeine Gesteinskunde

als Grundlage der Geologie.

Von

Dr. Ernst Weinschenk,
a.-o. Professor der Petrographie [illegible]



Zweite, umgearbeitete Auflage.

Mit 100 Textfiguren und [illegible] Tafeln.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1906.
Zweigniederlassungen in Wien, Straßburg, München und St. Louis, Mo.

Bildung ...

Zeitalter d...

... noch w...

... 3

... Erd...

... sind noch ...

... Vorlanden, welch...

... ausgesetzt ...

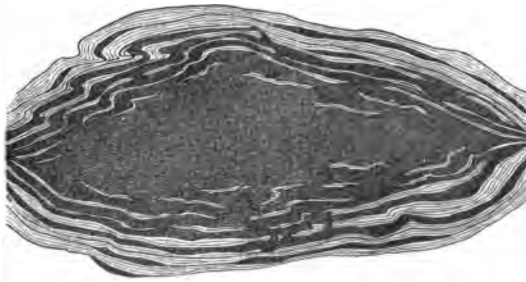
Allgemeine Gesteinskunde

als Grundlage der Geologie.

Von

Dr Ernst Weinschenk,

a.-o. Professor der Petrographie an der Universität München.



Zweite, umgearbeitete Auflage.

Mit 100 Textfiguren und 6 Tafeln.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1906.
Zweigniederlassungen in Wien, Straßburg, München und St Louis, Mo.

Buchdruckerei der Herderschen Verlagshandlung in Freiburg.

Vorwort zur ersten Auflage.

Der Inhalt des vorliegenden Buches, dessen zweiter Teil, die „Spezielle Gesteinskunde“, in kurzer Zeit folgen wird, ist als Fortsetzung der beiden im vorigen Jahre erschienenen petrographischen Hilfsbücher („Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops“ und „Die gesteinsbildenden Mineralien“) gedacht und bewegt sich auf dem Grenzgebiet zwischen Geologie und Petrographie. Bis heute haben die hier abgehandelten Kapitel nur in den größten Kompendien eine etwas eingehendere Würdigung erfahren, so daß es nützlich schien, die für den Geologen wie für den Petrographen gleichmäßig wichtigen Beobachtungen auch einem größeren Kreis zugänglich zu machen, indem in möglichst knapper Darstellung ein möglichst umfassendes Bild unseres Wissens zu geben versucht wurde. Das Buch verfolgt in erster Linie den Zweck, dem Geologen die Bedeutung petrographischer Untersuchungen vor Augen zu führen und sein Interesse für diese bis heute von ihm vernachlässigte Wissenschaft zu wecken.

Die Schwierigkeiten, welche einer einheitlichen Darstellung auf einem Gebiete entgegenstanden, auf welchem ein Gegensatz der Meinungen vorhanden ist, wie kaum in einem andern Teil der gesamten Naturwissenschaften, konnten allerdings nur zum Teil behoben werden. Da, wo theoretische Erwägungen in erster Linie unsere Ansichten bestimmen, bleibt dem subjektiven Empfinden stets ein größerer Spielraum eingeräumt; es wird daher der Inhalt dieses Buches manch herbem Urteil von den verschiedensten Seiten ausgesetzt sein, zumal an zahlreichen Stellen Anschauungen in den Vordergrund gestellt werden mußten, welche unserer herrschenden Schulmeinung direkt entgegengesetzt sind.

Der Verfasser versuchte die dabei unvermeidliche Einseitigkeit der Darstellung nach Kräften zu mildern, indem stets die

verschiedenen Hypothesen nebeneinander gestellt und ihre gegenseitige Berechtigung diskutiert wurde. So soll das Büchlein in erster Linie zum Nachdenken und selbständigen Forschen auf einem der interessantesten Gebiete naturwissenschaftlicher Erkenntnis anregen und vor allem die studierende Jugend davor bewahren, daß sie von Schlagworten geblendet in das innere Wesen der Sache nicht eindringt. Bemerkt mag noch werden, daß die den einzelnen Kapiteln vorausgeschickten Literaturangaben auf Vollständigkeit keinen Anspruch machen, sondern nur das besonders Wichtige hervorheben sollen.

Einer Reihe von Fachgenossen, vor allen den Herren Berwerth, Klemm und Öbbeke, bin ich besonders für Überlassung von Abbildungen für dieses Büchlein zu großem Danke verpflichtet.

München, Oktober 1902.

Professor E. **Weinschenk.**

Vorwort zur zweiten Auflage.

Die vorliegende zweite Auflage der „allgemeinen Gesteinskunde“ weist in Bezug auf Text und Abbildungen eine bedeutende Vermehrung auf, welche aber hauptsächlich dadurch bedingt ist, daß eine systematisch schärfere Trennung gegenüber der „speziellen Gesteinskunde“ durchgeführt werden konnte. Aus letzterer wurden alle die allgemeinen Verhältnisse betreffenden Teile herübergenommen, so daß für sie eine entsprechende Entlastung eintritt, was für die Übersicht der geologischen Beziehungen der Gesteine besonders wünschenswert erschien. Auch bei der Ausführung der neuen Auflage wurde der Verfasser in liebenswürdigster Weise von zahlreichen Fachgenossen unterstützt, welchen er hiermit seinen besten Dank ausspricht.

München, Juni 1906.

Professor E. **Weinschenk.**

Inhalt.

Einleitung.

Die Gesteinskunde oder Petrographie beschäftigt sich mit dem Entstehen, der augenblicklichen Beschaffenheit und der Zerstörung der Gesteine; sie soll die Gesteine in jedem Stadium ihrer Existenz verfolgen und zur Erforschung jener Gesetze beitragen, welchen unsere Erde ihren heutigen Zustand verdankt. In diesem Sinne ist die Gesteinskunde eine der ersten und wichtigsten Grundlagen der Geologie, von der sie leider nicht nur in früherer Zeit, sondern bis zum heutigen Tage weitgehende Vernachlässigung erfahren hat, welche die Ursache so vieler und schwerwiegender Irrtümer geworden ist. Mit Recht wird von dem praktischen Geologen eine eingehende Schulung in dem paläontologischen Teile der Wissenschaft verlangt, ohne welche ein erfolgreiches Arbeiten auf geologischem Gebiete in weiterem Umfange nicht denkbar ist; aber das Verlangen nach einer richtigen paläontologischen Vorbildung hat zu einer einseitigen Behandlung der ganzen Wissenschaft geführt, in welcher die Petrographie, für den Augenblick wenigstens, kaum mehr als die Rolle eines Aschenbrödels einnimmt.

Niemand, dem an der Entwicklung der Geologie selbst gelegen ist, wird es tadelnswert finden, wenn der im Felde arbeitende Geologe in paläontologischen Dingen möglichst vollkommen Bescheid weiß. Aber daß man darüber der mannigfaltigen, in einer großen Anzahl von Fällen geradezu unentbehrlichen Hilfsmittel, welche die Gesteinskunde an die Hand bietet, völlig vergessen hat, daß von seiten zahlreicher, um die Entwicklung der Geologie an sich hochverdienter Forscher die Petrographie für eine Art von luxuriösem Sport angesehen wird, welchem sich höchstens eine Persönlichkeit widmen kann, die wissenschaftlich nicht recht ernst genommen werden will, das ist eine auch heute noch in weiten Kreisen zu verfolgende Tatsache, deren Bestand absolut

nicht im Interesse der Wissenschaft liegt, jener echten Wissenschaft wenigstens, welche sich nicht damit begnügt, die von den Vätern überkommenen Theorien als unüberschreitbare Grenze des Erreichbaren anzusehen, sondern welche als erste und letzte Forderung das Streben nach reiner, unverfälschter Wahrheit auf ihr Banner geschrieben hat.

Die Ursachen, welche zu diesem kühlen Verhältnis der sich so nahe stehenden Wissenschaften geführt haben, können im Detail hier nicht verfolgt werden. In den großen Zügen sind sie darin gegeben, daß die Paläontologie im Stadium ihrer Entstehung alle Voraussetzungen für eine rasche Entwicklung in dem hohen Stande der zoologischen Wissenschaften vorfand, auf deren Grundlage sie nur weiter zu bauen hatte, daß die Methodik ihrer Untersuchungen verhältnismäßig einfach ist und nicht erst nach einer Vervollkommnung durch Apparate und Instrumente mancherlei Art zu suchen brauchte, und daß sie so auf gepflegtem Grunde heranwachsend mit ihren überraschenden und meist sehr leicht erreichbaren Resultaten den Geist der Forscher gefangen nahm.

Die Petrographie fand einen so bearbeiteten Boden nicht vor; Schritt für Schritt mußte sie sich Bahn schaffen, erst langsam und von vielen Hindernissen immer wieder zurückgeworfen, bis die Einführung des Mikroskops in diese Wissenschaft dieselbe wenigstens so weit festigte, daß sie sich als gleichberechtigtes Glied in der Reihe der exakten Wissenschaften bezeichnen konnte. Aber mit der Einführung der mikroskopischen Untersuchung in die Gesteinskunde ging mehr und mehr eine eigenartige Änderung innerhalb derselben vor sich. Während es früher ausschließlich Geologen waren, die innerhalb eines durch die unzulänglichen Hilfsmittel eingeengten Horizontes sich mit den einfachsten Gesteinsuntersuchungen beschäftigten, wie sie eben in jener Zeit allein möglich waren, trat nun eine ganz neue Richtung in den Vordergrund, für welche die Resultate der mikroskopischen Forschung, die Erkenntnis der mineralogischen Zusammensetzung eines Gesteines der einzige Zweck war, ohne dabei weiter auf die geologische Seite der Frage Rücksicht zu nehmen. Es bildete sich eine von der Geologie ganz abgetrennte petrographische Schule heraus, deren Gesichtskreis über die Wände des Laboratoriums, über das Sehfeld des Mikroskops nur wenig hinausging, und nur selten wagte es ein praktischer Geologe, die mikroskopierende Petrographie in ihrer Abgeschlossenheit zu stören, die ja doch

wegen ihrer mangelnden geologischen Schulung vergebens um Aufklärung geologischer Fragen angegangen wurde, während die paläontologischen Untersuchungen wichtige Resultate in Hülle und Fülle ergaben. Dieses Stadium der Entwicklung der Petrographie bezeichnet die Entstehung ihrer auch heute noch vorhandenen Entfremdung der Geologie gegenüber, und dabei ist es doch so leicht erklärlich, daß die ungeahnten Wunder, welche die mikroskopische Forschung in den Gesteinen enthüllte, diejenigen völlig fesselten, welche die mit so vielen Schwierigkeiten verbundene Vorschule der petrographischen Mikroskopie überwunden hatten.

Diese rein mineralogische, oder vielleicht besser gesagt, rein mikroskopische Richtung der Petrographie hatte zwar nicht lange Bestand, und die Überzeugung, daß erst die Resultate geologischer Untersuchungen den mikroskopischen Beobachtungen die richtige Tragweite verleihen, brach sich nicht allzu spät freie Bahn. Aber die Geologen hatten sich gewöhnt, diese Richtung der Wissenschaft als eine reine Treibhauspflanze zu betrachten, welche, in die rauhe Natur übertragen, selbst bei sorgsamster Pflege zu Grunde geht, und so ist auch heute noch aus den Zeiten des Beginns mikroskopischer Gesteinsuntersuchungen in weiten Kreisen geologischer Forscher eine gewisse Mißachtung, um nicht zu sagen direkte Abneigung gegen die Ergebnisse petrographischer Untersuchungen vorhanden, welche, statt abzunehmen, sich mehr und mehr steigerte, als die der geologischen Forschung sich zuwendenden Petrographen Stück um Stück von den als unzweifelhaft angesehenen Fundamenten der Geologie abzubröckeln versuchten. Die Resultate, welche die modernen petrographischen Forschungen ergaben, sind von so einschneidender Wichtigkeit für die gesamte Geologie, daß ein Abschließen gegen dieselben, wie es von seiten vieler Geologen noch versucht wird, gleichzeitig als ein Verstoß gegen das Wahrheitsprinzip der Wissenschaft überhaupt anzusehen ist.

Die Gesteinskunde ist eine der jüngsten Disziplinen und weit entfernt noch von der allgemeinen Klärung der Ansichten, welche in den übrigen Teilen der Geologie wenigstens scheinbar in so umfangreichem Maße erreicht ist; aber trotzdem darf die Geologie sich nicht einfach auf einen abweisenden Standpunkt gegenüber den Resultaten der Petrographie stellen, wie das selbst in den neuesten geologischen Lehrbüchern noch zum größten Teil der Fall ist.

Allerdings ist nicht zu übersehen, daß ein des Zieles bewußtes Arbeiten auf petrographischem Gebiet eine umfangreiche Vorbildung voraussetzt, deren Erlangung mehr Zeit und Mühe erfordert, als man im allgemeinen für eine nur als untergeordnete Hilfswissenschaft geltende Disziplin aufzuwenden für notwendig findet, und so bequemt man sich, als ausreichend für den Geologen das hinzustellen, was erkannt worden war, bevor eine eigentliche petrographische Wissenschaft überhaupt existierte. Man tröstet sich dann gerne damit, daß eine große Anzahl von Gesteinstypen, welche zu sehr spezialisierende Petrographen aufgestellt haben, weder eine geologische Bedeutung noch überhaupt eine innere Berechtigung besitzt, daß neue Namen auf dem Gebiete der Gesteinskunde heutzutage in bunter Reihe entstehen, welche nicht mehr als den Charakter von Eintagsfliegen haben, daß selbst unter denjenigen, welche sich die Petrographie als Lebensaufgabe gestellt haben, in den wichtigsten und den Geologen am meisten berührenden Fragen so wenig Übereinstimmung herrscht, um damit die Mißachtung der ganzen Wissenschaft zu entschuldigen. Aber wo ist eine Wissenschaft groß geworden, in welcher nicht der Gegensatz der Überzeugungen erst die Wahrheit fördern half, und in welcher Wissenschaft ist die Spezialisierung der einzelnen Arten, das Aufstellen neuer Namen etc. zu solchem Umfange herangewachsen wie in der Paläontologie, welche trotzdem sich so hoher Gunst der Geologen erfreut?

Der Versuch, welcher hier gemacht werden soll, von modernem petrographischem Standpunkte aus eine Geschichte der Gesteine zu geben, welche in erster Linie für den Geologen bestimmt ist, erscheint daher nur wenig dankbar. Das Eingehen auf die wichtigsten Resultate petrographischer Forschung wird von geologischer Seite leicht dem Vorwurf begegnen, daß der Wert derselben für die Geologie in keinem Verhältnisse steht zu der Schwierigkeit, welche das Erfassen und das Beobachten derselben namentlich dem Anfänger verursacht, während gleichzeitig dieselbe Darstellung dem petrographischen Spezialisten zu wenig detailliert, zu wenig umfassend sein wird.

I. Definition und Einteilung.

Literatur:

F. Fouqué und A. F. Michel-Lévy, Minéralogie micrographique des roches éruptives françaises. Mém. carte géol. France, 1879. A. Harker, Petrology for students, Cambridge 1897. H. Hatch, Textbook of petrology, London 1892. E. Kalkowsky, Elemente der Lithologie, Heidelberg 1886. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 2. Aufl., Stuttgart 1900. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie, Bd II: Petrographie, Berlin 1887. J. H. Teall, British Petrography: with special reference to the igneous rocks, London 1888. Ch. Vélain, Conférences de pétrographie, Paris 1889. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., Leipzig 1893.

Als Gesteine bezeichnet man alle jene Mineralaggregate, welche in mehr oder minder konstanter Ausbildung geologisch selbständige Körper zusammensetzen und so einen wesentlichen Bestandteil unserer Erdkruste darstellen.

Fast alle Gesteine sind Aggregate verschiedener Mineralien, zusammengesetzte oder gemengte Gesteine. Im strengsten Sinne des Wortes einfache Gesteine, welche nur aus einer Mineralart bestehen, sind selten. Von den Gesteinen unterscheiden sich die Mineralkombinationen, z. B. die Erzgänge, durch ihre geringe Konstanz und ihre untergeordnete Ausdehnung, welche sie indes mit zahlreichen namentlich der gangförmig auftretenden Gesteine gemeinsam haben. Eine scharf definierte Grenze besteht hier nicht. — So macht man häufig die Beobachtung, daß in den Abzweigungen granitischer Massive der dunkle Glimmer verloren gegangen ist; man bezeichnet das Gebilde auch jetzt noch als Gestein, und zwar als Aplit. Aber die Differenzierung in solchen Adern kann noch weiter gehen, auch der Feldspat verschwindet, und das Gestein besteht fast ausschließlich aus derbem Quarz. Man spricht nun trotz der völligen Gleichwertigkeit beider Bildungen viel eher von einem Mineralgang.

Die Bestandteile der Gesteine sind bald an Ort und Stelle (griech. authi) kristallisiert, und man nennt die Aggregate solcher

„authigener" Individuen kristallinische Gesteine, welchen diejenigen gegenüberstehen, deren „allothigene" Komponenten aus an anderer Stelle (griech. allothi) früher existierenden Gesteinen herstammen, nach deren Zertrümmerung und Zerstörung sie durch irgendwelche Umstände auf sekundärer Lagerstätte zu neuen, klastischen (griech. klao, zerbreche) oder Trümmergesteinen sich zusammengefunden haben.

Der Begriff kristallinischer resp. klastischer Beschaffenheit ist nicht anwendbar auf eine Reihe von Gesteinen, in erster Linie die flüssigen und gasförmigen Bildungen, wie das Wasser, die Hydrosphäre (griech. hydor, Wasser; sphaira, Kugel) und die Luft, die Atmosphäre (griech. atmos, Dunst), welche den festen Teil unserer Erde, die Lithosphäre (griech. lithos, Stein), umhüllen. Aber auch unter den Gesteinen in festem Aggregatzustande sind einige, auf welche jene Begriffe keine Anwendung finden, da sie aus amorphen, aber an Ort und Stelle gebildeten Bestandteilen zusammengesetzt sind; hierher gehören die glasigen Ausbildungsformen vulkanischer Gesteine, wie Obsidian und Pechstein, welche man auch hyalin (griech. hyalos, Glas) nennt, und amorphe oder porodine (griech. poros, Fluß; dine, Wirbel) Absätze aus wässerigen Lösungen, welch letztere aber so untergeordnet sind, daß sie der Definition des Gesteins kaum mehr entsprechen.

Kristallinische Gesteine können sich auf sehr verschiedene Weise bilden: die erste Erstarrungskruste der Erde muß allen Erfahrungen nach kristallinische Beschaffenheit gehabt haben; schmelzflüssige Massen, welche aus dem Erdinnern hervordringen, verfestigen sich zu kristallinischen Gesteinen; wässerige Lösungen liefern nicht selten kristallinische Niederschläge, oder es gehen endlich durch die Einwirkung der vulkanischen Massen auf ursprünglich klastische Bildungen kristallinische Aggregate hervor, so daß der Unterschied zwischen kristallinischen und klastischen Gesteinen als petrographisches Einteilungsprinzip nicht möglich ist. Man trennt vielmehr die Gesteine nach ihrer Entstehung in größere Gruppen, und zwar hat man sich gewöhnt, hauptsächlich drei Gruppen zu unterscheiden:

a) Die Eruptivgesteine (lat. erumpere, hervorbrechen), welche die gesamten in schmelzflüssigem Zustand aus der Tiefe herauf (griech. ana) gedrungenen Massen umschließen, die man daher auch als anogene oder nach ihrer gewöhnlichsten äußeren Beschaffenheit als massige oder auch als Erstarrungsgesteine bezeichnet hat (Fig. 1). Die Eruptivgesteine sind die Prototypen der primären und in ihrer Hauptmasse auch der



Fig. 1. Massiger Granit an der Grimselstraße.
(Phot. Gebr. Wehrli.)

kristallinischen Gesteine. Sie bestehen aus authigenen Gemengteilen.

b) Die Sedimentgesteine (lat. sedere, sich absetzen), unter welche alle durch Auflösung und Wiederabsatz aus den an der Oberfläche zirkulierenden Gewässern sowie durch Transport mittels irgendwelcher Kräfte von oben herab (griech. kata) zur Ablagerung gekommenen Gesteine zu stellen sind, die man daher auch katogene oder nach ihrer gewöhnlichen Beschaffenheit geschichtete Gesteine genannt hat (Fig. 2). Die Sedimentgesteine sind sekundäre Gesteine, in der Hauptsache aus allothigenen Gemengteilen bestehend, die Typen der klastischen oder Trümmergesteine.

c) Die kristallinischen Schiefer endlich, deren charakteristische Vertreter die ältesten Bildungen unserer Erde, die sog. archäische (griech. archæ, Anfang) oder azoïsche (griech. a, ohne; zoon, Leben) Formation umfassen sollen, bilden eine Gruppe, die in ihren genetischen Beziehungen noch recht zweifelhaft ist,



Fig. 2. Geschichteter Litorinellenkalk bei Wiesbaden.
(Phot. Prof. Dr Klemm.)

die man daher auch als kryptogen (griech. kryptos, verborgen) bezeichnet. Es sind zum Teil primäre zum Teil sekundäre Gesteine und sie bestehen vorherrschend aus authigenen Gemengteilen.

Von dem Erdkörper selbst kennen wir nur die alleräußersten Schichten; die tiefsten Aufschlüsse, welche überhaupt bekannt sind, gehen nicht bis zur Tiefe eines zweitausendsten Teiles des Erdradius; was darunter liegt, ist uns völlig unzugänglich, und wir können uns über seine Beschaffenheit nur mehr oder minder hypothetische Vorstellungen machen.

Die Temperatur der Erde nimmt zu, wenn wir in das Innere derselben vordringen, und zwar in den äußeren, uns zugänglichen Teilen an verschiedenen Stellen in ziemlich wechselndem Maße, im Durchschnitt um etwa 30° pro *km*. Eine gleichmäßige Zunahme der Temperatur bis in das Zentrum des Erdballs vorausgesetzt, müßte dort eine Hitze von etwa 200 000° herrschen, da der Erdradius über 6000 *km* umfaßt. Wenn nun auch eine derartige bis ins Zentrum der Erde sich gleichbleibende Wärmezunahme durch nichts bewiesen ist, da wir eben nur einen sehr geringen Prozentsatz des Ganzen kennen, so dürfte doch die Annahme nicht ungerechtfertigt sein, daß das Erdinnere eine sehr hohe Hitze aufweist. Andernteils können wir das spezifische Gewicht des gesamten Erdkörpers zu 5,5 bestimmen, etwas über doppelt so hoch als das durchschnittliche Gewicht des uns zugänglichen Teiles der Oberfläche. Es müssen also im innersten Teile unserer Erde sehr schwere Bestandteile in Menge vorhanden sein, und zwar am wahrscheinlichsten gediegenes Eisen, das auch in den Meteoriten, diesen Bruchstücken zertrümmerter Himmelskörper, eine so große Rolle spielt. Ferner muß ein enorm hoher Druck herrschen, durch welchen in der hoch erhitzten, daher vermutlich gasförmigen Masse die Moleküle einander so sehr genähert werden, daß das Gas ein kaum größeres Volumen einnimmt, als der betreffenden Substanz in festem Zustande eigen ist. Ein hoher Druck im Innern unseres Planeten wird nicht nur durch diese Betrachtungen wahrscheinlich gemacht, sondern auch von andern Gesichtspunkten aus ergibt sich als notwendige Folgerung, daß im Erdinnern enorm hohe Spannungen herrschen.

II. Die Erstarrungskruste und die kristallinischen Schiefer.

Literatur:

J. N. v. Fuchs, Über die Theorien der Erde: Münch. gelehrter Anzeiger 1838. Arch. Geikie, Textbook of geology, 2. Aufl., London 1885. Th. Sterry Hunt, The chemistry of the primaeval earth: Geol. magaz. 1868. J. Hutton, Theory of the earth, 1795. I. Kant, Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels, 1755: Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften Nr 12. P. S. Laplace, Exposition du système du monde, Paris 1796. A. de Lapparent, Traité de géologie, 4. Aufl., Paris 1900. Ch. Lyell, Principles of geology, 12. Aufl., London 1875. R. Mallet, On volcanic energy: Philos. transact. roy. soc. CLXIII (1873), I, 147. C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 2. Aufl., Leipzig 1858. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie

Bd III: Die Erstarrungskruste und die kristallinischen Schiefer, Berlin 1890. W. Thomson, The internal condition of earth, as to temperature, fluidity and rigidity: Transact. geol. soc. Glasgow VI (1891). F. Toula, Die verschiedenen Ansichten über das Innere der Erde, Wien 1876.

Die Bildung der Erstarrungskruste. Wenn wir uns mit den Prozessen näher vertraut machen wollen, welchen die Gesteine überhaupt ihren Ursprung verdanken, so müssen wir zurückgreifen bis auf frühere Phasen im Werdegang unseres Sonnensystems, als die Erde noch eine feurigflüssige Masse war, welche, von einer mächtigen Dunsthülle umgeben, ihre Bahn um die Sonne zog. Nach langen Perioden erst erreichte sie jenes Stadium, in welchem die Temperatur der Oberfläche so weit abgenommen hatte, daß die erste feste Kruste auf dem schmelzflüssigen Ball entstand, eine Kruste, nicht schlackig wie die Oberfläche eines Lavastromes, sondern gleichmäßig kristallinisch, etwa wie ein granitisches Gestein, entsprechend der unendlichen Langsamkeit der Abkühlung, entsprechend dem enormen Druck einer unvergleichlich viel größeren Atmosphäre.

War ja doch in jenen Perioden die Temperatur der Erdoberfläche noch weit erhaben über der kritischen Temperatur des Wassers; die Ozeane bildeten den Hauptbestandteil der Dunsthülle, deren Druck durch diese allein auf über zweihundert Atmosphären gesteigert wurde. Dazu kamen noch zahlreiche andere, bei jenen Temperaturgraden gasförmige Substanzen, welche zusammen an der Oberfläche des schmelzflüssigen Erdballes einen Druck hervorbrachten, wie er heute erst in der Tiefe von vielen tausend Metern vorhanden ist. So wurden die schmelzflüssigen Massen mit Gasen und Dämpfen mannigfacher Art durchtränkt, deren Bedeutung als Mineralbildner wir weiter unten kennen lernen werden.

Aber nicht nur die äußersten Teile der glutflüssigen Erde allein waren mit Wassergas und all den andern gasförmigen Substanzen überladen, bis in das Innerste des Feuerballes hinein, bis in den innersten Kern unserer Erde waren diese Stoffe allenthalben im Überfluß vorhanden, und dem mächtigen Druck der Atmosphäre gegenüber stand die ungeheure Spannung dieser weit über ihren kritischen Punkt erhitzten Gase.

So bildete sich, aber nicht etwa gleichmäßig und kontinuierlich, sondern oftmals gestört von ungeheuern Ergüssen, oftmals zerrissen von den schmelzflüssigen Massen, welche aus der Tiefe

emportrieben, der erste feste Panzer um die junge Erde. Wie lange das Widerspiel von Erstarrung und von neuen vulkanischen Ergüssen gedauert, wer vermag dafür ein Zeitmaß zu geben! Aber mehr und mehr umschnürte die feste Hülle den flüssigen Kern, und schließlich war die Hitze der äußersten Teile der Kruste so weit gesunken, daß die kritische Temperatur des Wassers erreicht war und sich nun das erste flüssige Wasser auf dem durch vulkanische Kräfte gebildeten Mantel niederschlug.

Das Wasser, welches durch den hohen Druck bei dieser Temperatur verflüssigt wird, hat eine ungemein bedeutende chemische Energie. Lösend und umbildend wirkte es auf die äußersten Teile der Erdkruste, es sättigte sich mit allen möglichen Substanzen, welche es teils aus der Atmosphäre mit niederriß, teils der erstarrten Hülle entnahm. Und so umzog die noch nicht von Runzeln und Rissen gefurchte Oberfläche der Erdkugel ein eigenartiges, von der Zusammensetzung der heutigen Ozeane weit abweichendes Weltmeer, das noch an keiner Küste brandete, und in welches noch keine Flüsse den Schutt abgetragener Gebirge hineinschwemmten. Die Wirksamkeit jenes Urmeeres muß als eine rein chemische gedacht werden, und sie war universell, denn die Erde zeigte noch nicht den Unterschied von tiefen Meeresschlünden und himmelaufragenden Bergen.

Die Spannung im Erdinnern zerriß wohl oftmals die noch wenig starke Hülle, mächtige vulkanische Massen traten hervor und mischten sich mit den übersättigten wässerigen Lösungen; die Erstarrungskruste selbst überzog sich mit Gesteinen, welche den Charakter des wässerigen Niederschlags mit der Beschaffenheit vulkanischer Bildung vereinigten. Mehr und mehr erniedrigte sich die Temperatur, die Kruste ward durch die fortdauernde Abkühlung im Innern, durch die herausgeschleuderten Massen und die Absätze von außen her dicker und dicker, und schließlich waren die Verhältnisse an der Oberfläche der Erde nicht mehr allzuweit abweichend von der heutigen Beschaffenheit. Das Wasser hatte mit der Abnahme der Temperatur seine Lösungsfähigkeit eingebüßt, die aus dem Erdinnern hervorbrechenden glutflüssigen Massen vermochten die dickere Hülle nicht mehr in so fortgesetzten Explosionen zu sprengen, gewaltige Ausbrüche mit gewaltigen Massenergüssen waren an Stelle der allgemeinen Zerstückelung der Kruste in den ersten Stadien getreten, und es bildete sich mit den ersten Runzeln und Falten der Kruste ein

Unterschied zwischen Höhen und Tiefen: das feste Land war vom Meere geschieden. An der noch wenig gegliederten Oberfläche begann das Wasser seine mechanische, erodierende und nivellierende Tätigkeit; an Stelle der chemischen Sedimente der früheren Perioden traten in der Hauptsache mechanische Sedimente, welche gegenüber den ersten die Herkunft aus den Trümmern älterer Gesteine deutlich erkennen lassen. Und bald war auch die Erdoberfläche für organische Wesen bewohnbar geworden.

Wir sind in der Geschichte der Erde in jenem Stadium angelangt, in welchem die ältesten klastischen und fossilführenden Sedimente sich gebildet haben.

Die Erscheinungsform der kristallinischen Schiefer. Wenn man die geologischen Formationen nach abwärts verfolgt, so kommt man schließlich an allen Teilen unserer Erde in eine Zone, in welcher eine allgemeine und auffallende Veränderung des Gesteinscharakters deutlich hervortritt. Während vorher in den ganzen Reihen der sog. fossilführenden Schichtensysteme von den jüngsten känozoischen bis zu den ältesten paläozoischen Ablagerungen ein grundlegender petrographischer Unterschied nicht in die Augen fällt mit Ausnahme der Erscheinung, daß die älteren Gesteine den jüngeren meistens, aber durchaus nicht immer, durch bedeutende Verbandsfestigkeit überlegen sind, tritt ziemlich plötzlich ein allgemeiner kristallinischer Charakter der Gesteine hervor, welche sich gleichzeitig durch Mangel an Fossilresten auszeichnen. Man bezeichnet in der Geologie diese unterste, älteste Schichtenreihe als die Formation der kristallinischen Schiefer.

Diese kristallinischen Schiefergesteine werden an einzelnen Punkten von den ältesten uns bekannten fossilführenden Ablagerungen diskordant überlagert, in andern ist eine scharfe Grenze zwischen den beiden Gesteinstypen nicht vorhanden, welche dann vielmehr durch alle möglichen Übergänge verbunden sind; die kristallinischen Bildungen gehen hier ganz allmählich in nichtkristallinische über. Die Gliederung dieser ältesten Formationsgruppe ist in den großen Zügen wieder eine durchaus universelle, und die einzelnen Abteilungen derselben, die Formation der Gneise, der Glimmerschiefer und Phyllite, kehren allenthalben in gleicher Weise wieder. Die Ableitung,

welche oben gegeben wurde, stimmt also im großen mit den tatsächlichen Verhältnissen überein.

Als Untergrund der fossilführenden Formationen sind allenthalben kristallinische Bildungen vorhanden, welche im allgemeinen einen gewissen universellen Charakter an sich tragen, wie er jenen Bildungen zukommen muß, die während der frühesten Stadien der Entwicklung der Erdkruste sich abgeschieden haben. Dazu kommt, daß überall eine allmähliche Abnahme der kristallinischen Beschaffenheit der kristallinischen Schiefer zu erkennen ist, je mehr man sich den sedimentären und fossilführenden Formationen nähert, wie auch in jenen ältesten Perioden eine ganz allmähliche Abnahme der chemischen Intensität vorausgesetzt werden muß.

Wenn wir aber die Erscheinungen der Formation der kristallinischen Schiefer im Detail genauer untersuchen, so treten zahlreiche Momente hervor, welche darauf hinweisen, daß die Verhältnisse durchaus nicht so einfach sind, als sie auf den ersten Blick erscheinen, und daß jene elementare Ableitung denselben nicht gerecht wird.

Es ist eine sicher feststehende Tatsache, daß an allen Teilen der Erde unter den fossilführenden Formationen ein Grundgebirge vorhanden ist, welches den petrographischen Charakter der kristallinischen Schiefer an sich trägt. Dieses Grundgebirge mit seiner Gliederung in eine Gneis-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation ist somit eine durchaus universelle Bildung. Aber wir beobachten einesteils, daß die normalen Gesteine der kristallinischen Schieferformationen in ihrer allertypischsten Ausbildung an zahlreichen Punkten nicht mit den ältesten der bekannten sedimentären Formationen, sondern mit viel jüngeren Ablagerungen durch zweifellose und ganz allmähliche Übergänge verbunden sind, und daß andernteils in weiter Verbreitung Bildungen von durchaus derselben petrographischen Beschaffenheit auftreten, deren geringeres geologisches Alter direkt nachweisbar ist, und die man als jüngere kristallinische Schiefer von den eigentlich „archäischen“ abzutrennen versucht hat.

Weitverbreitet sind solche kristallinische Schiefergesteine, welche als Zwischenlagerungen in jüngeren, selbst sehr jungen Formationen auftreten, für die man doch wohl andere Entstehungsbedingungen annehmen muß, als sie für jene ältesten Bildungen vorausgesetzt werden, da der Zustand der Erdoberfläche wie der Atmosphäre längst so gründlich verändert war, daß eine Wiederkehr der chemischen Sedimentation nicht mehr denkbar erscheint. Andernteils kannte man schon zu Anfang des vorigen Jahrhunderts einzelne Vorkommnisse kristallinischer Schiefer, in denen wohlbestimmbare Fossilreste vorhanden waren, und die Zahl derselben hat sich durch die fortgesetzten Untersuchungen mehr und mehr vergrößert, so daß heute an einer ganzen Reihe von Punkten in den allerverschiedensten Gebieten derartige fossil-

führende kristallinische Schiefer bekannt sind. Überblickt man die einzelnen Fossilfunde dieser Art, so müssen natürlich alle jene Bildungen außerhalb des Kreises der Betrachtung bleiben, für welche eine Verwechslung anorganischer Struktur mit organischer nachgewiesen werden kann, z. B. für das Eozoon, das so lange eine Rolle in der Geologie gespielt hat und zum Teil auch heute noch spielt (siehe Abschnitt IX). Alle sicher bestimmbaren Fossilreste, welche in kristallinischen Schiefern gefunden wurden, gehören Organismen an, welche auch sonst wohlbekannt sind und meist als Leitfossilien jüngerer Ablagerungen auftreten. Fossilreste dagegen, welche auf das Vorhandensein einer besonders alten Lebewelt hinweisen, sind nirgends aufgefunden worden, was um so auffallender ist, als die tatsächlich vorhandenen Reste nicht ausschließlich zu den widerstandsfähigen Gebilden zählen, sondern, wie Graptolithen oder Pflanzenreste, besonders leicht zu verwischen sind.

Die ältesten Ablagerungen rein sedimentärer Natur, welche an der Erdoberfläche bekannt sind, haben zweifellos ein viel früheres Alter, als den ältesten in der Geologie allgemein angenommenen Formationen zukommt. Man unterscheidet z. B. in Südafrika deutlich eine ganze Reihe von gegeneinander durch Erosionsflächen und Transgressionen geschiedenen, diskordanten Systemen, welche die Ablagerungen des Silurs oder Kambriums unterlagern und dabei rein klastischen Habitus bewahrt haben. Aber es ist in hohem Grade bemerkenswert, daß diese uralten Schichtsysteme nur an wenigen Punkten der Erde aufgeschlossen sind, und daß sie auch in Südafrika wieder von gneisähnlichen Bildungen unterlagert werden.

Diese gewaltigen Sedimentformationen von zweifelsohne präkambrischem Alter fehlen nun in den ausgedehntesten Gebieten kristallinischer Schiefer zwischen dem sog. Archaikum, d. h. eben der supponierten Formationsgruppe der kristallinischen Schiefer, und den darüber lagernden normalen Sedimenten völlig, und es ergibt sich daraus der Schluß, daß sie auf irgend eine Weise der Vernichtung anheimgefallen oder wenigstens unkenntlich geworden sind, wohl in der Hauptsache dadurch, daß in den frühesten Zeiten der als Kambrium bezeichneten Periode gewaltige Massenergüsse von eruptivem Material erfolgten, welche diese Bildungen zerstört und gründlich umgewandelt haben. Da es sich bei diesen Ablagerungen in Südafrika um völlig fossilfreie Sedimente handelt, so kann man in den entsprechenden umgewandelten Bildungen Reste von Fossilien selbstverständlich nicht erwarten, aber es bleibt doch bemerkenswert, daß die nicht allzu spärlichen Fossilfunde in den kristallinischen Schiefern an keiner Stelle einen Habitus aufweisen, welcher zur Vermutung eines besonders hohen Alters der betreffenden Ablagerungen führt. Und doch enthalten schon unterkambrische oder präkambrische Ablagerungen von Sedimenten an den wenigen Punkten, wo sie, wie in Neu-Braunschweig, fossilführend angetroffen wurden, recht widerstandsfähige Skelettteile.

Noch weniger spricht die petrographische Beschaffenheit der kristallinischen Schiefer für deren primäre Natur; denn wenn auch die schon mehrfach betonte Gliederung in eine Gneis-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation allenthalben wiederkehrt, so lehrt eine nur einigermaßen aufmerksame Betrachtung dieser Formationen in den verschiedenen Gebieten unserer Erde, daß der einzige gleichbleibende Grundzug all dieser

Bildungen ein fortwährender Wechsel der petrographischen Beschaffenheit ist, daß nicht nur von Schicht zu Schicht eine fortgesetzte Änderung des Gesteinshabitus eintritt, sondern daß auch die äquivalenten Bildungen verschiedener Gebiete in petrographischer Beziehung äußerst wenig Analogie miteinander aufweisen. Denn das, was man als Gneis bezeichnet, ist so wenig eine einheitliche Gruppe in petrographischem Sinne wie jene der Glimmerschiefer oder der Phyllite. Es würden sich somit gerade diejenigen Formationen, während deren Bildung universell gleichmäßige Bedingungen an der Oberfläche der Erde angenommen werden müssen, durch die denkbar ungleichmäßigste Beschaffenheit, durch einen scharf hervortretenden Mangel an Einheitlichkeit auszeichnen.

Wenn wir ferner die „archäische“ kristallinische Schieferformation der Geologie in verschiedenen, selbst in räumlich einander sehr naheliegenden Teilen der Erde von petrographischem Standpunkt aus näher betrachten, so treten diese Unterschiede in überwältigender Weise in die Erscheinung. Findet sich doch z. B. in der kristallinischen Zentralkette der Alpen kein Gesteinstypus, welcher ein gleichwertiges Äquivalent in den entsprechenden Gebieten kristallinischer Schiefer in unsern deutschen Mittelgebirgen hätte, und in den verschiedenen Teilen der Zentralkette der Alpen selbst ist wiederum in Ausbildung, Aufbau und Zusammensetzung ein fortwährender Wechsel der Beschaffenheit der kristallinischen Schiefer schon bei ganz oberflächlicher Betrachtung nicht zu übersehen.

Die Formation der kristallinischen Schiefer, wie sie die Geologie aufstellt, ist vom petrographischen Standpunkt aus nichts weniger als eine homogene Folge zusammengehöriger Bildungen; es kann nicht scharf genug betont werden, daß die petrographische Beschaffenheit eines Gesteins zu keinerlei Schlüssen über dessen geologisches Alter berechtigt. Auch die geologische Forschung ergibt manchen Einwand gegen die Annahme, daß diese Schiefer die älteste Formation unserer Erde darstellen, deren Bildung dem Auftreten des organischen Lebens voranging. Kristallinische Beschaffenheit und hohes geologisches Alter eines Gesteins sind durchaus nicht äquivalente Begriffe, und den Formationen der kristallinischen Schiefer kommt die Rolle einer zeitlich definierten Gruppe, welche die Geologie für dieselbe in Anspruch nimmt, sicher nicht zu. Alle Gesteine dieser Art, deren Alter bestimmbar ist, gehören nicht den ältesten Ablagerungen unserer Erde an, und auch für viele von den übrigen ist es von geologischen wie von petrographischen Gesichtspunkten aus nicht im geringsten wahrscheinlich, daß sie jenes hohe geologische Alter besitzen, welches ihre Beziehung auf die Erstarrungskruste der Erde voraussetzt. Die kristallinisch schieferige Beschaffenheit der

Gesteine aber ist vorherrschend eine erst sekundär erworbene Eigenschaft; ein großer Teil der „kristallinischen Schieferformationen" ist durch spätere umwandelnde Prozesse, durch Metamorphosen (griech. metamorphosis, Umwandlung) irgendwelcher Art verändert.

Wenn aber solche von dem Werdeprozeß eines Gesteins selbst unabhängige, spätere Faktoren den äußeren Habitus desselben hervorgebracht haben, so sind alle Schlüsse unstatthaft, welche man aus eben dieser offenbar sekundären Beschaffenheit auf die ursprünglichen Bildungsbedingungen zu ziehen versucht. Die petrographischen Untersuchungen der kristallinischen Schiefer lassen für diese Gesteinsgruppe den Satz mit großer Deutlichkeit hervortreten, daß die petrographische Beschaffenheit der Gesteine keine Beziehungen hat zu ihrem geologischen Alter.

So groß die Wahrscheinlichkeit ist, daß die allerältesten Ablagerungen in mancher Beziehung mit gewissen unter den kristallinischen Schiefern übereinstimmen, und so sicher angenommen werden muß, daß die ersten Sedimente sich auf einem Grundgebirge abgelagert haben, so ist doch vor allem der universelle, einheitliche Charakter dieses Grundgebirges selbst eine notwendige Voraussetzung, welche von den kristallinischen Schiefern nicht erfüllt wird. Nach unsern heutigen Erfahrungen kann man es von petrographischem Standpunkt aus nur als durchaus unwahrscheinlich bezeichnen, daß irgendwo an der Erdoberfläche jenes echte primitive Grundgebirge unsern Studien zugänglich ist.

III. Der Vulkanismus und die Bildung der Eruptivgesteine.

Literatur:

Vgl. die Zusammenstellung in H. Credner, Elemente der Geologie, 8. Aufl. 1897; ferner: W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen, Stuttgart 1894. W. Branco und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen: Abhandl. preuss. Akad. Wissensch. 1901. Dies., Das kryptovulkanische Becken von Steinheim: ebd. 1905. Arch. Geikie, The ancient volcanoes of Great Britain, 2 Bde, London 1897. C. Gilbert, Report on the geology of the Henry Mountains: Monogr. U. S. Geol. Surv. 1877. A. Lacroix, La montagne Pelée et ses éruptions, Paris 1904. A. Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart: Mitteil. Mus. Völkerkunde, Leipzig 1901. Ders., Rückblick auf die Ausbruchsperiode des Mont Pelé auf Martinique 1902—1903, vom theoretischen Gesichtspunkt aus, Leipzig 1904.

Ältere Vulkantheorien. Auch die Erklärung der Erscheinungen des Vulkanismus muß die Richtigkeit der Kant-Laplaceschen Theorie von der Bildung unseres Sonnensystems voraussetzen. Alle Erklärungsversuche, welche von andern Hypothesen ausgegangen sind, haben nur zu fruchtlosen Spekulationen geführt.

Es mag hier an die Theorie von Werner erinnert werden, welcher unterirdische Kohlenbrände als Ursache des Vulkanismus annahm, sowie an die Versuche, die vulkanische Tätigkeit durch Oxydation von Schwefelkies, von Alkalimetallen etc., oder wie in neuester Zeit, durch die wässerige Zersetzung der Karbide zu deuten. Keiner derselben konnte einer gesunden Kritik auch nur einigermaßen standhalten.

Aus der Tatsache der geothermischen Tiefenstufe mit ihrer durchschnittlichen Zunahme von 3° pro 100 *m* könnte man folgern, daß in einer Tiefe von 40—50 *km* die Gesteine sich in schmelzflüssigem Zustande befinden, so daß also unsere feste Erdkruste noch nicht 1% des Erdradius umfassen würde, entsprechend Fig. 3, in welcher der ausgezogene Rand diesem Verhältnisse entspricht. Es würde somit folgen, daß die feste Hülle der Erde ungemein dünn ist, daß sich die Erde noch in den ersten Stadien der Abkühlung befindet und daß ein flüssiger oder vielleicht im Innersten auch gasförmiger Kern weitaus den größten Teil der Erdmasse ausmacht. Es ist auch schon behauptet worden, daß der Erdkern trotz der enorm erhöhten Temperatur einen festen Aggregatzustand besitze, weil das kristallisierte Gestein ein kleineres Volumen einnehme als der entsprechende Schmelzfluß. Die letztere Annahme dürfte zwar für Silikatgesteine richtig sein, aber ebenso sicher ist für gediegene Metalle das Gegenteil der Fall. Es gibt aber auch für den Schmelzpunkt jener eine „kritische" Temperatur, bei welcher unter allen Umständen der flüssige Aggregatzustand eintritt, und welche im Erdinnern für die meisten der in Frage kommenden Körper bald erreicht wäre.

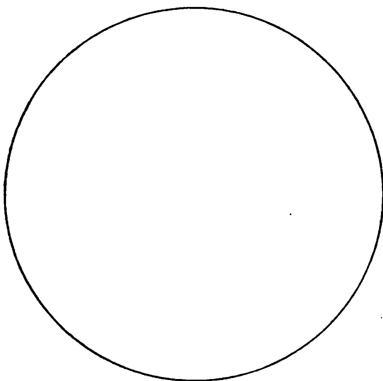


Fig. 3. Verhältnis einer Erstarrungskruste von 50 *km* Dicke zum Erddurchmesser.

Betrachten wir die geographische Verbreitung der heute und in den allerletzten geologischen Perioden tätigen Vulkane, so ergibt sich für weitaus die größte Anzahl derselben eine geringe Entfernung von der Meeresküste; besonders weit verbreitet sind auch die Vulkane auf Inseln und am Grunde des Meeres selbst. Ferner beobachtet man, daß die an die Oberfläche hervorbrechenden Laven mehr oder minder bedeutende Dampfmassen von sich geben, welche in erster Linie aus Wasserdampf bestehen, daneben aber auch zahlreiche andere Stoffe, wie Alkalichloride,

schwefelsaure Salze etc., enthalten, die charakteristische Bestandteile des Meerwassers sind. Es entwickelte sich auf Grund dieser Beobachtungen in der Geologie die Ansicht, daß das Meerwasser auf Klüften in die Tiefe stürzt, um bei Berührung mit dem flüssigen Erdkern zu einer vulkanischen Explosion Anlaß zu geben.

Betrachten wir diese Theorie in ihren einzelnen Phasen genauer, so ergibt sich vom chemischen und physikalischen Standpunkt aus ihre Unhaltbarkeit mit unzweifelbarer Sicherheit. Obwohl die Übereinstimmung in der chemischen Beschaffenheit der normalen vulkanischen Exhalationen namentlich in Bezug auf die hauptsächlichsten Bestandteile mit dem Meerwasser außer jedem Zweifel steht, so darf man darin doch keineswegs einen Beweis dafür sehen, daß es tatsächlich verdampftes Meerwasser ist, was in Form von gasförmigen Exhalationen den Vulkanen und den vulkanischen Laven entströmt. Vielmehr liegt die Ursache dieser Ähnlichkeit in entgegengesetzter Richtung: das Meerwasser enthält in erster Linie die Bestandteile der vulkanischen Exhalationen früherer geologischer Perioden zusammen mit den Auslaugungsprodukten, welche durch eben diese Agentien den Gesteinen entzogen wurden, woraus die Analogie der Zusammensetzung beider genügend klargestellt ist. (Vgl. auch Abschnitt V.)

Wenn man sich ferner auch vorstellen könnte, daß Wasser mit so ungeheurer Geschwindigkeit auf einer offenen und freien Kluft in die Tiefe stürzte, daß es von der den kritischen Punkt des Wassers weit übersteigenden Temperatur des Nebengesteins nicht bis zur Verdampfung erhitzt würde, obwohl es einen Weg von mindestens 30—40 *km* innerhalb der viel heißeren Gesteine zurückzulegen hätte, bis es endlich den flüssigen Erdkern selbst erreichte, so müßte zunächst dieser flüssige Kern nicht im stabilen Gleichgewicht mit der darüber lastenden, in Schollen zerteilten Kruste gedacht werden, denn sonst würde das vulkanische Magma eben auf der offenen Kluft hervordringen und unter Zurückdrängung des Wassers zu submarinen Vulkanen führen.

Gelangt aber trotzdem das Wasser bis zu dem flüssigen Kern, dessen Temperatur im Minimum 1000° betragen muß, so kommt es bei der Berührung der beiden Massen zu dem sog. Leidenfrostschen Phänomen, und eine Gasschicht aus rasch verdampftem Wasser trägt die darüber stehende Flüssigkeitssäule; darunter entsteht eine Erkaltungsschicht, und das sich bildende Wassergas könnte infolgedessen den Schmelzfluß nicht mehr durchtränken, daher auch keine Eruption desselben hervorbringen. Es würde vielleicht durch die überstehende Wassersäule hindurch wieder emporsteigen, diese erhitzen und so eventuell ein Aufkochen der See verursachen. Abgesehen aber davon hat eine offene und freie Kluft — und nur eine solche kann das Eindringen des Wassers zu solchen Tiefen erklären — recht wenig Wahrscheinlichkeit, wenn auch kein Zweifel daran ist, daß die meisten unserer heutigen Vulkane in der Nähe großer Bruchlinien sich aufgesetzt haben. Es muß vielmehr das schmelzflüssige Magma der Tiefe den Gesetzen des hydrostatischen Drucks folgend alle derartigen Klüfte erfüllen, wenn es die in Schollen zerrissene Erdkruste tragen soll.

Ganz unbegreiflich aber erscheint bei diesen Voraussetzungen das so häufige Auftreten intensiver vulkanischer Tätigkeit auf dem Lande, welche manchmal, wie z. B. die Vulkankatastrophe von Martinique, so sehr alle Eigenschaften einer Explosion an sich trägt. Oder erscheint es vielleicht denkbar, daß der flüssige Erdkern mit dem überstehenden Leidenfrostschen Phänomen trotz des Vorhandenseins der vorausgesetzten, bis zur Erdoberfläche gehenden offenen Spalte sich selbsttätig einen andern Weg durch die Gesteinsmassen gebrochen hätte, um in nächster Nähe auf dem Festlande seine verwüstende Tätigkeit auszuüben? Und wie wäre es möglich, daß das ganze an dieser Stelle hervortretende Material gleichmäßig mit Wasserdampf durchsetzt worden wäre, wenn dieser aus dem lokal in Berührung mit dem Schmelzfluß gekommenen Wasser herstammen sollte, das doch wohl rasch zur Entstehung einer verfestigten Kruste Anlaß gegeben hätte? Und ebensowenig wie für diese dem menschlichen Geiste so ungeheuer großartig erscheinenden Eruptionen wird mit jener Theorie eine einigermaßen plausible Erklärung der während langer Zeiträume andauernden, bald sich steigernden bald nachlassenden Tätigkeit anderer Vulkane gegeben. Kurzum, eine eingehende Betrachtung der Verhältnisse beweist, daß das Meerwasser als solches mit der vulkanischen Tätigkeit nicht in Beziehung gebracht werden kann.

Die Anordnung der Vulkane längs der großen Bruchlinien, welche unzweifelhaft vorhanden ist, wenn der eigentliche Vulkanschlot von der Spalte selbst auch mehr oder minder weit entfernt ist, hat ferner zu einer rein tektonischen Erklärung der vulkanischen Tätigkeit geführt, indem das Hervorquellen der vulkanischen Massen mit dem an andern Stellen erfolgenden Einsinken fester Rindenteile in Zusammenhang gebracht wurde. Wenn an einer Stelle eine bedeutende Belastung des flüssigen Erdkerns eintritt, so entstehen leicht Brüche, auf welchen dann das flüssige Magma emporsteigt, wobei dieses Emporsteigen im allgemeinen einfach mit den Gesetzen des hydrostatischen Drucks erklärt wird, welcher durch die einsinkenden Rindenteile hervorgebracht wird. Und da diese aus Gesteinen in festem Zustand bestehen, so haben sie im allgemeinen ein höheres spezifisches Gewicht als das aufgepreßte schmelzflüssige Magma, das dadurch zum Überlaufen auf die Oberfläche gebracht wird.

Ist nun zweifellos auch das Zutagetreten vulkanischer Schmelzmassen in erster Linie dort zu verfolgen, wo die Erdkruste von den gewaltigsten Brüchen durchsetzt ist, und können wir auch ihr Vorkommen besonders in solchen Gebieten beobachten, welche einer Dehnung ausgesetzt sind, durch welche eben die dem Emporsteigen günstigste Beschaffenheit der Klüfte bewirkt wird, so steht doch die übermächtige Gewalt, mit welcher sich so häufig die vulkanische Tätigkeit äußert, keineswegs in Übereinstimmung mit

dieser rein mechanischen Theorie. Es sollen daher die in dieser Richtung in Frage kommenden tatsächlichen Erscheinungen näher betrachtet werden.

Petrographische Beobachtungen bezüglich des Vulkanismus. Die petrographische Untersuchung der Eruptivgesteine zeigt klar eine Reihe von Erscheinungen, welche darauf hinweisen, daß neben diesen tektonischen Beziehungen und zum Teil zweifellos in überwiegendem Maße andere dem schmelzflüssigen Magma selbst eigentümliche Kräfte für die Erklärung der vulkanischen Tätigkeit in Betracht gezogen werden müssen. Wenn auch heute noch eine allen physikalischen Gesetzen gerecht werdende Deutung des Vulkanismus auf diesem Wege nicht erreicht werden kann, so ist die Zusammenstellung dieser Beobachtungen doch immerhin ein Schritt, welcher der Lösung der Frage entgegenführt.

Verfolgen wir im einzelnen die einschlägigen petrographischen Beobachtungen, so erkennen wir besonders bei den an Kieselsäure und Alkalien reichen Eruptivgesteinen zwei scharf voneinander getrennte Gruppen, von welchen die eine ausschließlich aus untereinander gleichmäßigen Mineralkörnern zusammengesetzt ist, und die wir daher körnige Gesteine nennen. Bei der geologischen Untersuchung erkennt man, daß es sich bei diesen um oft ganz ungeheuer gewaltige Massen handelt, welche zwischen den Schichten präexistierender Gesteine eingedrängt in der Tiefe der Erdrinde erstarrt sind; man nennt sie daher auch Tiefengesteine, abyssische (griech. abyssos, Abgrund) oder Intrusivgesteine (lat. intrudere, hineindrängen). Die andere Gruppe läßt den Unterschied größerer Kristalle, der Einsprenglinge, gegenüber einer dichten Grundmasse erkennen; man bezeichnet sie als porphyrische Gesteine (griech. porphyreos, purpurn, in übertragenem Sinn: bunt). Hier zeigt das geologische Studium, daß es sich vorherrschend um Lavaströme handelt, welche sich an die Oberfläche ergossen haben; sie führen daher auch die Namen Oberflächen-, Erguß- oder Effusivgesteine (lat. effundere, ergießen).

Die erste Gruppe von Gesteinen ist unter allen Umständen rein kristallinisch ausgefallen, bei der letzteren ist in frischem Zustand sehr häufig ein Rest geblieben, eine „Basis", der nicht mehr zur Kristallisation kam, sondern sich als Glas verfestigte und in diesem Zustand die letzten Zwischenräume zwischen den kristallisierten Gemengteilen erfüllt.

Die Einsprenglinge und die Grundmasse der porphyrischen Gesteine entsprechen zwei Epochen der Gesteinsverfestigung, welche im allgemeinen durch eine scharfe Grenze voneinander getrennt sind. Die beiden Generationen von Mineralien, welche uns so entgegentreten, weisen häufig charakteristische Unterschiede auf, und namentlich herrschen unter den gefärbten Mineralien der ersten Generation die hydroxylhaltigen Glieder der Hornblende- und Glimmergruppe, an deren Stelle in der zweiten Periode der Gesteinsbildung der hydroxylfreie Augit tritt. Diese Erscheinung weist auf einen physikalischen Unterschied der Bildungsbedingungen in den beiden Epochen hin, welcher noch deutlicher wird durch die Beobachtung, daß die Glimmer und Hornblenden der ersten Periode häufig noch während der fortschreitenden Gesteinsverfestigung in der zweiten Periode selbst wieder ganz oder teilweise zerstört, resorbiert wurden, daß sie also später unter Verhältnisse kamen, unter welchen sie nicht mehr bestandfähig waren.

Wir finden im allgemeinen, daß diese Resorption um so vollkommener ist, je vollkommener das betreffende Gestein kristallisierte, so daß nicht selten in dem rasch erstarrten, glasigen Obsidian scharf umgrenzte und völlig unveränderte Kristalle von Biotit vorhanden sind, von welchem man in den kristallinischer gewordenen Lipariten nur noch undeutliche Reste findet. Oft sieht man auch in den vom Vulkan ausgeworfenen Aschen und Sanden, welche die vulkanischen Tuffe vorwiegend zusammensetzen, große Mengen von Glimmerblättchen oder von Hornblendekristallen, von recht bedeutenden Dimensionen, die in dem zugehörigen Eruptivgestein fast ganz verschwunden sind. Man schließt aus diesen Verhältnissen, daß diese Glimmer und Hornblenden in dem schmelzflüssigen Material schon gebildet waren, als dasselbe zur Eruption kam, und daß sie ebenso wie die übrigen Bestandteile der ersten Generation, welche man zusammen als intratellurisch (lat. intra, innerhalb; tellus, Erde) gebildete Einsprenglinge bezeichnet, zu einer Zeit entstanden sind, als die schmelzflüssige Masse noch in der Tiefe der Erde schlummerte.

Der Hydroxylgehalt dieser Mineralien aber weist auf einen Wassergehalt des Schmelzflusses hin, der lange vor der Effusion selbst vorhanden war, und ihre Unbeständigkeit im späteren Stadium erklärt sich, abgesehen von sonstigen Faktoren, in erster Linie durch den bei der Eruption vor sich gehenden Wasserverlust, welcher die eruptive Tätigkeit stets in mächtigen Dampfwolken bezeichnet.

Durch eine große Reihe von Beobachtungen wird es sichergestellt, daß die im Erdinnern vorhandenen Schmelzflüsse, welche den Vulkanismus bedingen, durch und durch mit Wasser- und andern Dämpfen durchsetzt sind, die aber nicht erst im Stadium

der Eruption aus den an der Oberfläche der Erde zirkulierenden sog. vadosen Gewässern (lat. vadosus, sehr seicht) in dieselben hineingelangt sind, sondern zusammen mit den übrigen Bestandteilen des gemischten Schmelzflusses, den man als Magma (griech. Magma, Teig) bezeichnet, in den ersten Bildungsstadien des Erdballs aus der glühenden Atmosphäre kondensiert wurden und daher als juvenil (lat. juvenis, jungfräulich) bezeichnet werden. Unter dem Drucke der mächtigen Atmosphäre jener Zeit, in welcher sich der Gasball der Erde zu der schmelzflüssigen Masse verdichtete, hat sich die Lösung der Gase im Schmelzfluß selbst schon gebildet, etwa wie sich Wasser unter hohem Druck mit überstehenden Gasen sättigt.

Für diese Anschauungen spricht ebenso die Beschaffenheit der Tiefengesteine, welche ohne Zweifel niemals mit Wassern der Oberfläche in Berührung kamen, und die, ganz abgesehen von Flüssigkeitseinschlüssen in den einzelnen Gemengteilen, zum großen Teil eine mineralische Zusammensetzung haben, welche auf ein Vorhandensein von Wasser bei ihrer Kristallisation hinweist.

Es ist eine bemerkenswerte Erscheinung, daß es nicht gelingt, die Hauptbestandteile eines kieselsäurereichen Eruptivgesteins, z. B. eines Granites, nämlich Orthoklas und Quarz, durch Zusammenschmelzen der Bestandteile in kristallisiertem Zustand zu erzielen. Diese Stoffe zeigen vielmehr im Stadium des Übergangs aus dem amorphen in den kristallisierten Zustand eine hochgradige Viskosität und neigen daher in so hohem Maße zur Bildung unterkühlter Lösungen, daß entsprechende künstliche Schmelzen stets in der Hauptsache eine glasige Beschaffenheit annehmen. Durch das Vorhandensein des im natürlichen Magma gelösten Wassergases etc. wird die Beweglichkeit im Stadium der Kristallisation erhöht, und man hat auch auf künstlichem Wege durch Schmelzen der Bestandteile bei Gegenwart von Wasser unter hohem Druck diese Mineralien künstlich erzielt. Da diese bei den in Betracht kommenden Temperaturen gasförmigen Stoffe somit die Mineralbildung und Kristallisation eines Magmas zweifellos fördern, hat man sie schlechtweg als Mineralbildner (franz. agents minéralisateurs) bezeichnet.

Völlig zur Sicherheit wird die ursprüngliche Gegenwart von Wasser im vulkanischen Magma bei der Betrachtung der chemischen Zusammensetzung der unter hohem Druck rasch erstarrten Pechsteine, in welchen ein Gehalt bis über 8% Wasser nach-

weisbar ist, der nur ursprünglich sein kann. Die große Bedeutung dieses Wassergehaltes ergibt sich noch klarer, wenn man denselben auf Volumenprozente umrechnet, wobei jenem Gehalt eine Wassermenge von etwa 20 % des Volumens bei gewöhnlicher Temperatur entspricht, so daß also das in einem Kubikmeter eines derartigen Magmas vorhandene Wassergas nach der Abkühlung ein Volumen von etwa 200 *l* eingenommen hätte. Daß außer dem Wasser noch andere Stoffe in den schmelzflüssigen Massen vorhanden sind, welche im kristallisierten Gestein kaum mehr nachgewiesen werden können, beweisen die Exhalationen der vulkanischen Ausbrüche.

Eine fernere petrographische Beobachtung, welche hier von Wichtigkeit ist, liegt in der Variabilität der Produkte verschiedener vulkanischer Eruptionen sowie in einem häufig nicht zu verkennenden gleichmäßigen Grundzug, welcher die Gesteine eines zusammengehörigen Eruptivgebietes, einer petrographischen Provinz, von denen anderer Gebiete unterscheidet.

Diese Verhältnisse haben zu der Theorie geführt, daß unsere heutige vulkanische Tätigkeit nicht eine direkte Reaktion des flüssigen Erdkerns darstellt, welcher doch wohl in den für die eruptive Tätigkeit allein in Betracht kommenden oberflächlichen Teilen als eine mehr oder minder gleichmäßige Masse angesehen werden muß. Die Unterschiede, welche sich durch die petrographischen Untersuchungen für die verschiedenen aufeinander folgenden Phasen eines und desselben Eruptivgebietes ergeben, ebenso wie jene, welche zwischen verschiedenen derartigen Bezirken vorhanden sind, erklären sich leichter durch die Annahme, daß die heutige vulkanische Tätigkeit mit dem flüssigen Erdkern selbst als solchem nichts zu tun hat.

Stübelsche Theorie. Stübel ging bei der Aufstellung seiner Theorie in erster Linie von physikalischen und geologischen Erwägungen aus. Geht man auf jenes Stadium der Erdgeschichte zurück, in welchem sich die erste Erstarrungskruste der Erde bildete, so darf man mit vollem Rechte annehmen, daß die zuerst recht schwache Hülle an ungemein zahlreichen Punkten von der schmelzflüssigen Masse durchbrochen wurde, welche die Kruste zerstückelte und sich über dieser Decke ausbreitete, wie dies Fig. 1 auf Tafel I darstellt.

Nimmt nun durch fortgesetzte Erkaltung im Innern die Dicke der Rinde zu, so wird durch die damit wachsende Widerstandskraft die Zahl der Ausbrüche vermindert, die Intensität des einzelnen Ausbruches aber gesteigert, da sich schon ein ziemlicher Explosionsstoff anhäufen mußte, um die feste Hülle zu zertrümmern; es bildete sich durch gewaltige Eruptionen eine Decke von flüssigem Material über der Erstarrungskruste, welche bei ihrer Verfestigung den Grundstock zu der von Stübel als Panzerdecke bezeichneten Bildung legte. Die fortschreitende Zunahme der Dicke der Erdkruste selbst wird begleitet von einer Abkühlung der Panzerdecke, welche aber nicht einheitlich sich verfestigte, sondern in die fortgesetzt aus dem flüssigen Erdkern heraus Nachschübe von schmelzflüssigem Material stattfanden, welche zum Teil zu vulkanischen Eruptionen von sich immer steigernder Intensität auf der Oberfläche der Panzerdecke Anlaß gaben, zum Teil zur Ausbildung von Bassins glutflüssiger Massen innerhalb derselben führten, deren Material durch die Nachschübe von unten in schmelzflüssigem Zustand erhalten wurde. Es sind dies im Gegensatz zu dem sich immer mehr entfernenden flüssigen Erdkern die peripherischen Herde.

Nahm nun die Dicke der Erdkruste mehr und mehr zu, so mußte nach der Annahme Stübels ein Zeitpunkt eintreten, wo die Dicke der Rinde der Spannung des Innern etwa das Gleichgewicht hielt. Nur an wenigen Punkten trat noch eine Zerreißung der Erdkruste selbst ein, welche aber mit ungeheurer Mächtigkeit wirkte und die gewaltigsten Massen aus dem flüssigen Erdkern der Panzerdecke zuführte, in welcher sich jetzt die ausgedehntesten peripherischen Herde bildeten und die größten Massenergüsse einstellten, gegen welche der ganze Vulkanismus der späteren geologischen Perioden verschwindende lokale Erscheinungen sind. Die meisten der Schächte, welche in früherer Zeit schmelzflüssiges Material emporgebracht, sind durch die zunehmende Abkühlung verstopft, und die große Energie der mehr vereinzelten Reaktionen des flüssigen Erdkerns läßt dieses Stadium der Erdbildung als das Zeitalter der Katastrophen erscheinen. Fig. 2 Tafel I gibt den Durchschnitt der Erdkruste mit der darüber gelagerten Panzerdecke in dieser Entwicklung schematisch wieder.

Vom Anfang der oberflächlichen Abkühlung an bis hierher muß eine fortdauernde, bedeutende Steigerung der einzelnen vulkanischen Eruptionen stattgefunden haben; nun aber geht Hand

in Hand mit dem weiteren Fortschreiten des Erkaltungsprozesses eine völlige Verstopfung der Kanäle, welche das schmelzflüssige Erdinnere mit der Panzerdecke verbinden. Diese selbst verfestigte sich mehr und mehr, und die vulkanische Tätigkeit verlor, da mit zunehmender Dicke der Erstarrungskruste weitere Zufuhrkanäle infolge des zu großen Widerstandes nicht aufgerissen werden konnten, allmählich ihren Zusammenhang mit dem glutflüssigen Innern. Die vulkanischen Eruptionen wurden bald in der Hauptsache nur noch von den peripherischen Herden gespeist, welche ihren Zusammenhang mit dem flüssigen Erdkern verloren hatten, und sie nahmen mit fortschreitender Erkaltung mehr und mehr an Intensität ab. In diesem Stadium (Fig. 3 Tafel I) befindet sich nach der Stübelschen Theorie die heutige Erde, womit auch die Hauptzüge der geologischen Entwicklung der vulkanischen Tätigkeit übereinzustimmen scheinen.

Wenn auch von den ältesten Formationen an bis heute nicht etwa eine gleichmäßige Abnahme der vulkanischen Tätigkeit zu verfolgen ist, sondern vielmehr eine oszillierende Bewegung, bei welcher einem Nachlassen wieder eine stärkere, ja zum Teil ganz gewaltige Erregung folgte, so ergibt sich doch unzweifelhaft, daß die Vulkankatastrophen der ältesten bekannten Perioden viel großartiger waren als diejenigen, welche in den jüngeren Zeitaltern und in der Jetztzeit zu verfolgen sind.

Aber auch gegen diese auf den ersten Blick so annehmbare Erklärung des Vulkanismus sprechen zahlreiche physikalische Beobachtungen und Überlegungen. In erster Linie ist es der hohe Betrag der geothermischen Tiefenstufe, welcher eine so gewaltige Dicke der Panzerdecke, wie sie Stübel voraussetzt, unwahrscheinlich macht.

Wenn auch durch das Vorhandensein der angenommenen peripherischen Herde in nicht allzu bedeutender und in verschiedenen Teilen der Erde sehr verschiedener Tiefe eine Ursache für die rasche und recht ungleichmäßige Temperaturzunahme innerhalb der Erdkruste vorliegen würde, so ist doch diese Steigerung eine völlig universelle Erscheinung, so daß man allenthalben in wechselnder, aber stets nicht zu bedeutender Tiefe derartige peripherische Herde annehmen müßte.

Betrachten wir ferner das Verhalten eines solchen, während ungeheurer Zeiträume, jedenfalls schon vor verschiedenen geologischen Formationen, vermutlich schon vor dem Kambrium vom flüssigen Erdkern abgespaltenen und nunmehr demselben ziemlich ferne gelegenen Magmabassins, so müßte dasselbe bei der fortgesetzten Wärmeabgabe an seine Umgebung bei nicht allzu bedeutenden Dimensionen seine Temperatur stark erniedrigt haben. Die kleineren der peripherischen Herde wären wohl längst der Erkaltung anheimgefallen.

Waren es aber so gewaltige Schmelzmassen, daß sie trotz der langandauernden Wärmeabgabe eine sehr hohe Temperatur bewahren konnten, so mußte im Liegenden derselben, wo die vom Schmelzfluß abgegebene Hitze sich aufstapelte, bald eine dem Herd selbst analoge Temperatur erreicht sein,

welche zur Aufschmelzung der unterlagernden Gesteine geführt hätte. Diese griff bei der an sich hohen Temperatur dieser Regionen tiefer und tiefer, so daß sie während der langen Zeiträume wohl in zahlreichen Fällen bis zum flüssigen Erdkern selbst niedergedrungen wäre, während durch die Abkühlung von oben her die oberen Teile sich mehr und mehr verfestigten und so das schmelzflüssige Magma sich gegen die Tiefe zu zurückzog, um schließlich nichts weiter darzustellen als etwa eine Ausbuchtung des flüssigen Kernes selbst.

Wenn also die Stübelsche Theorie zweifellos zahlreiche petrographische und geologische Erscheinungen viel ungezwungener erklärt als jede andere, so stehen doch namentlich vom physikalischen Standpunkt aus zahlreiche Bedenken entgegen, welche nur durch die Annahme überwunden werden können, daß der Vulkanismus tatsächlich auch heute noch eine direkte Äußerung des glutflüssigen Erdkerns ist. Es mag aber dabei nochmals darauf hingewiesen werden, daß sowohl die Erscheinung der petrographischen Provinzen als auch die normale Reihenfolge in der Tätigkeit eines Vulkans bei dieser letzteren Annahme nur sehr schwierig erklärt werden können.

Die physikalische Beschaffenheit des vulkanischen Magmas. Während vor einigen Jahrzehnten noch die Geologie im allgemeinen dem vulkanischen Magma selbst jede aktive Eigenschaft absprach und den ganzen Vulkanismus möglichst ausschließlich aus tektonischen Ursachen abzuleiten versuchte, mehren sich jetzt die Stimmen, welche in zahlreichen Fällen wenigstens die vulkanischen Erscheinungen in erster Linie dem physikalischen Verhalten des Magmas selbst zuschreiben. Wenn auch, wie schon betont, die Anordnung der Vulkane auf Spalten und Bruchlinien im großen und ganzen zweifellos hervortritt, so wird man doch bei der Betrachtung solch gewaltiger Eruptionen, wie sie z. B. Herkulanum und Pompeji zerstörten oder wie sie vor einigen Jahren sich auf Martinique abspielten, unmöglich Erscheinungen rein tektonischer Art sehen können.

Hier handelt es sich zweifellos um eigentliche Explosionen, welche ihre Ursache unmöglich in Verschiebungen der Erdkruste haben können, wenn sie auch von noch so gewaltigen Erderschütterungen begleitet und gefolgt waren. Die Beobachtung solcher Erscheinungen legt es nahe, daß dem vulkanischen Magma eine gewisse Explosionsfähigkeit zukommt. Wenn man ferner sieht, wie besonders an den größeren Intrusivmassen die Nebengesteine oft auf weite Entfernung gefaltet und gefältelt und in ihrem innersten Gefüge erschüttert sind, wenn man die später zu besprechende Zertrümmerung dieser Nebengesteine, die Bildung der sog. Kontaktbrekzien und die über Kilometer weite Entfernungen zu verfolgende Injektion

der Schiefer beobachtet, so führen auch diese Beobachtungen zur Annahme einer nicht unbedeutenden Aktivität des vulkanischen Magmas selbst.

Ganz besonders beweisend aber sind die eigenartigen Explosionsröhren oder Diatreme (griech. dia, durch; trema, Loch), zylinder- bis trichterförmige Röhren, die besonders in nicht gestörten, oft ganz horizontal liegenden Schichtensystemen auftreten und dieselben öfter in siebartiger Weise durchlöchern, wie dies besonders von Branco für die Vorkommnisse der Schwäbischen Alb nachgewiesen wurde (Fig. 4).

Diese Röhren sind erfüllt von vulkanischen Tuffen, gemischt mit dem Zertrümmerungsmaterial der Nebengesteine und allen möglichen aus der Tiefe mitgebrachten Gesteinsfetzen in durchaus regelloser Anordnung; sie finden ihre Erklärung nur durch



Fig. 4. Die Explosionsröhren der Schwäbischen Alb nach W. v. Branco.

die Annahme gewaltiger Explosionen, welche mit ungeheurer Gewalt die Schichtendecken durchschlagen haben, wobei, ähnlich wie dies bei jener gewaltigen Eruption auf Martinique der Fall war, durch die hochgespannten Gase eine Verstäubung des vulkanischen Magmas eintrat, so daß an Stelle der Lavaströme nur lose Auswurfsmassen die Oberfläche erreichten.

Stübel faßt diese Explosionsfähigkeit als eine physikalische Eigenschaft des Schmelzflusses an sich auf, von welchem er annimmt, daß dieser in bestimmten Stadien der Abkühlung eine Vergrößerung seines Volumens, eine Ausdehnung erfährt, welche schließlich zur Sprengung seiner Hülle führt. Es läßt sich dagegen einwenden, daß derartige Eigenschaften von Silikatschmelzflüssen nicht bekannt sind und daß besonders die zur Erklärung der Wiederholung solcher Explosionen an einem und demselben Vulkan, wie sie gewöhnlich nach einer kürzeren oder längeren Periode scheinbarer Ruhe einzutreten pflegt, notwendige

Annahme eines öfteren Wechsels von Ausdehnung und Zusammenziehung bei dem kontinuierlichen Prozeß der Temperaturabnahme des Magmas in keiner physikalischen Beobachtung irgend etwas Analoges hat. Wenn man auch als typisches Beispiel z. B. das Wasser anführt, welches bei + 4° sein kleinstes Volumen erreicht, unterhalb von welcher Temperatur mit der Abkühlung wieder eine Vergrößerung des Volumens eintritt, so ist doch kein Stoff bekannt, welcher mehr als einen solchen „kritischen" Punkt aufweisen würde, und es ist auch durchaus unwahrscheinlich, daß ein solcher Körper existiert.

Die Annahme Stübels von einer oszillierenden Expansion und Kontraktion der vulkanischen Magmen läßt sich also durch tatsächliche Beobachtungen keineswegs begründen, und außerdem mußte man einen ganz außerordentlich bedeutenden Betrag dieser Volumänderungen annehmen, wenn man den ganzen Vulkanismus aus diesem einfachen Prozeß erklären wollte.

Es muß hier vielmehr, wie überhaupt bei der Betrachtung des physikalischen Verhaltens der Magmen, vor allem darauf hingewiesen werden, daß es sich dabei um sehr komplizierte Lösungen handelt, welche besonders durch einen hohen Gehalt an Gasen sich auszeichnen. Es scheint nun am meisten naheliegend, in diesen Gasen, welche bei der Auskristallisation der einzelnen Mineralien frei werden, in erster Linie die Ursache der Explosionsfähigkeit der Magmen zu suchen. Die Abkühlung der äußersten Teile des flüssigen Erdkerns oder der peripherischen Herde nach Stübel führt zur Verfestigung der oberflächlichen Lagen; dabei scheiden sich gewaltige Gasmassen aus, die in dem Magma gelöst waren und in die Konstitution des kristallisierten Gesteins nicht eintreten.

Die Bedeutung dieser Massen ergibt sich aus den Angaben auf Seite 21, und man darf jedenfalls nicht in den spärlichen Flüssigkeitseinschlüssen, welche in einigen Mineralien der Tiefengesteine beobachtet werden, einen irgendwie in Betracht kommenden Anteil dieser Agentien suchen. Allerdings wird ihre Menge im allgemeinen durch die Diffusion ins Nebengestein stark vermindert, sie dringen nach oben und durchsetzen die hangenden Schichten und ein Teil löst sich gewiß auch in dem noch flüssigen Teil des Magmas selbst, dessen Lösungsfähigkeit für Gase mit der Abnahme der Temperatur sich erhöht.

Wenn aber die Möglichkeit vorhanden ist, daß die Abscheidung dieser Gase aus dem Schmelzfluß viel bedeutender wird als das Maß ihrer Wegführung, so ergibt sich daraus eine sich stetig mehrende Anhäufung von Explosivstoffen, welche schließlich zur Katastrophe führt. Und zweifellos spielen bei diesen vulkanischen Explosionen Gase eine um vieles bedeutendere Rolle als bei jeder andern Äußerung des Vulkanismus.

Die genaue Verfolgung der petrographischen Erscheinungsform und des geologischen Auftretens der Eruptivgesteine führen noch zu einigen andern Betrachtungen über das physikalische Verhalten der schmelzflüssigen Magmen. Wir beobachten z. B., daß die nur aus Quarz und Feldspat bestehenden Abzweigungen eines Granites, welche man als Aplit bezeichnet, eine sehr viel größere Beweglichkeit besitzen als der Granit selbst, von welchem sie sich durch einen höheren Gehalt an Kieselsäure unterscheiden. Wenn man die feinsten Äderchen beobachtet, in welchen diese Aplite oft auf weite Entfernung die Umgebung granitischer Massive durchadern, so kommt man zu dem Schluß, daß sie aus ungemein leicht beweglichen Schmelzflüssen hervorgegangen sein müssen. Im Gegensatz dazu aber macht man durchgängig die Erfahrung, daß solche kieselsäurereiche Schmelzflüsse zähflüssig sind, und der Unterschied der natürlichen Magmen und der künstlichen Schmelzen in Bezug auf ihre Beweglichkeit kann nur in dem Gehalt an Wassergas etc. gesucht werden, welchen die ersteren enthalten. Wo diese gasförmigen Substanzen infolge des Nachlassens des Druckes beim Emporsteigen oder aus andern Ursachen aus dem Magma ausgeschieden sind, da erscheinen auch die natürlichen Schmelzen von hohem Kieselsäuregehalt recht schwer beweglich.

Basische Magmen sind in Bezug auf ihre Dünnflüssigkeit offenbar viel weniger von dem Gehalt an Gasen abhängig. Wir finden zwar solche niemals in der feinen Durchaderung wie die Aplite, und wo letztere in einem und demselben Gebiet von annähernd gleichaltrigen Vorkommnissen der ersteren begleitet werden, da sind die Vorkommnisse der kieselsäurearmen Gesteine gewöhnlich in breiten, stumpf endigenden Gängen ausgebildet. Wenn aber die basischen Schmelzflüsse an die Oberfläche treten, dann behalten sie meist ein hohes Maß von Beweglichkeit bei, welche sich in der oft außerordentlich bedeutenden Ausdehnung der Lavadecken dieser Art dokumentiert.

Endlich muß noch ein weiterer Unterschied im physikalischen Verhalten der beiden extremen Glieder der Reihe der Eruptivgesteine hervorgehoben werden, weil daraus eine Reihe wertvoller Schlüsse für die Entstehungsbedingungen ganzer Gesteinsgruppen gezogen werden können. Man beobachtet nämlich, daß Aplite in kristallinischer Entwicklung nur innerhalb gleichfalls kristallinischer Gesteine auftreten, sei es im Granit selbst, sei es in dessen kristallinisch umgewandelter Umgebung oder aber innerhalb kristallinischer Gesteine, welche nicht in direkt nachweisbaren Beziehungen zu einem Intrusivgestein stehen. Niemals

aber trifft man einen kristallinischen Aplit in einem normalen Sedimentgestein; hier tritt an seine Stelle stets eine glasige Ausbildung, ein Pechstein, oder ein aus dessen sekundärer Umkristallisation hervorgegangener Felsit.

Dagegen trifft man Gänge von kristallinischen basischen Eruptivgesteinen, z. B. von Trapp, von Basalt etc., auch in großer Verbreitung innerhalb von Sedimenten, welche in weitester Entfernung von irgend einem vulkanischen Herd keine irgendwie geartete Umwandlung erlitten haben. Die basischen Gesteine kristallisieren unter normalen Verhältnissen zweifellos viel leichter als die sauern; nach den Experimenten Dölters liegt die Ursache dafür in dem verschiedenen Verhalten der betreffenden Substanzen bei ihrer Kristallisationstemperatur. Die letztere, welche man auch als den Übergang aus dem amorphen in den kristallinischen Aggregatzustand bezeichnen kann, ist bei Pyroxen, Olivin und andern basischen Mineralien dem Schmelzpunkt selbst sehr nahe. Der Quarz und die Alumosilikate kristallisieren dagegen erst bei Temperaturen, welche recht bedeutend unterhalb des Schmelzpunktes, d. h. ihrer eigentlichen Erweichung liegen. Reine Schmelzen dieser Mineralien werden daher vollständig fest, bevor ihre Kristallisation beginnen konnte, und haben dann auch die zur Kristallisation notwendige Beweglichkeit der Moleküle eingebüßt, d. h. sie bleiben amorph. Nur wenn während langsamer Abkühlung durch die Gegenwart fremder Agentien, wie sie die Mineralbildner darstellen, dem Magma auch bei der Kristallisationstemperatur noch eine gewisse Beweglichkeit erhalten bleibt, verfestigen sich diese Schmelzen zu kristallinischen Aggregaten, d. h. sie kristallisieren nur dort aus, wo die Verhältnisse des Druckes und der Abkühlung einer Kristallisation sehr günstig waren. Wenn man also einen kleinen Gang oder eine schmale Ader eines Aplits in kristallischer Entwicklung beobachtet, so ist aus dieser Erscheinung allein schon der Schluß gerechtfertigt, daß die Abkühlung des betreffenden Vorkommnisses sehr langsam und unter hohem Druck vor sich ging. Dies ist aber nur denkbar, wenn die umgebenden Gesteine zur Zeit dieser Kristallisation sich in der Tiefe befanden und noch stark erhitzt waren, um so eine ganz allmähliche Kristallisation zu gestatten.

Die Äußerungen des Vulkanismus. Die Äußerungen des Vulkanismus sind sehr mannigfaltig; wir haben uns hier nur mit

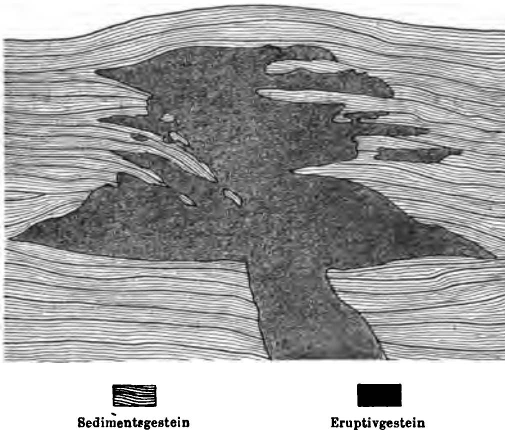


Fig. 5. Lakkolith. Das Eruptivgestein hat die Sedimente gehoben und gesprengt.

den Gesteinskörpern selbst zu befassen, welche vulkanischer Tätigkeit ihre Entstehung verdanken, und können daher namentlich die Frage, inwieweit die Erdbeben in direkten Zusammenhang mit dem Vulkanismus zu bringen sind, übergehen. Ein Teil der aus der Tiefe nach oben dringenden Massen erreicht die Oberfläche der Erde nicht, indem sich seinem Hervordringen unüberwindliche Hindernisse in den Weg stellen. Solche Gesteine, die Intrusiv- oder Tiefengesteine, verfestigen sich innerhalb der Erdkruste selbst. Sie dringen an schwachen Stellen, wo aus irgend welchem Grunde (Schieferung, Zerklüftung, Grenzen verschiedenartiger Gesteine etc.) ein leichterer Zugang vorhanden ist, zwischen den Gesteinen empor und erweitern die vorhandenen Klüfte, indem sie bald die Schichtenfugen auseinander drängen und zur Bildung von lagerförmigen Massen oder von Lakkolithen (griech. lakkos, Zisterne. Fig. 5) Anlaß geben, bei welch letzteren die Energie des vulkanischen Schmelzflusses oft zu mächtigen Hebungen und zu Zerreißungen der Schichten führt. Andere durchsetzen die Schiefergesteine quer zu ihren Streichen in Stöcken (Fig. 6), welche meist rundlichen oder elliptischen Querschnitt haben (vgl. Fig. 56). Geschützt durch die darüber lagernden Schichtensysteme, fallen dieselben einer äußerst langsamen und

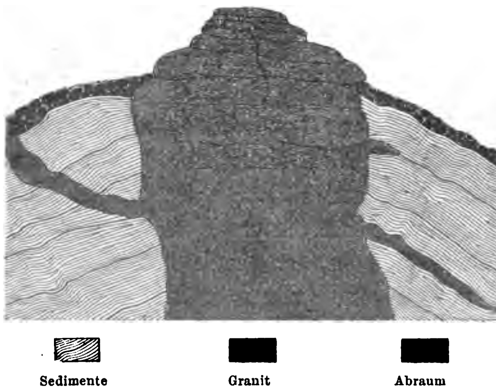


Fig. 6. Granitischer Stock.

gleichmäßigen Abkühlung anheim, während deren die gelösten Gase nur in dem Maßstabe abgegeben werden, als sie durch die Kristallisation der Silikate unlöslich werden. Diese Gesteine erreichen daher im allgemeinen eine gleichmäßige, völlig kristallinische Struktur und lassen nur selten den Unterschied zweier Kristallisationsperioden erkennen.

Weniger mächtige Ausfüllungen von Klüften haben meist eine plattige Form, man bezeichnet sie als Gänge; Fig. 7 zeigt ein System von Gängen im Grundriß, den zugehörigen Aufriß gibt Fig. 8. Die Struktur der Gänge ist ebenso wechselnd wie ihre Dimensionen: von den rein glasigen Ausbildungsformen der Pechsteine bis zur völlig kristallinischen Entwicklung

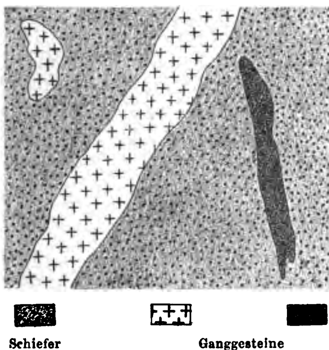


Fig. 7.
Eruptivgänge im Grundriß.

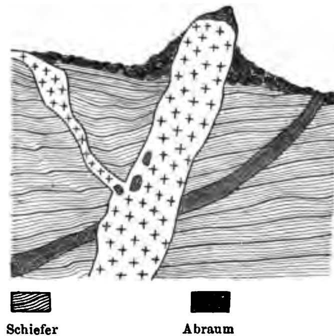


Fig. 8.
Eruptivgänge im Aufriß.

granitischer Gänge, von den oft kaum Millimeter breiten Äderchen der Aplite bis zu Hunderten von Metern.

Andere Schmelzflüsse dagegen sind im stande, sich einen Weg bis zur Oberfläche der Erde zu bahnen, die Effusiv- oder Ergußgesteine. Diese zeigen recht wechselnde Verhältnisse, welche auf den verschiedenen Gehalt an gelösten Gasen und ihr verschiedenes Stadium der Beweglichkeit zurückzuführen sind.

Der gewöhnlichste Vorgang ist der, daß der an Gasen reiche Schmelzfluß seine Decke in einer mächtigen Eruption sprengt und ungeheure Massen von feinverstäubtem Material emporschleudert, welches im Fluge rasch schlackig und glasig erstarrt. Zu diesem staubförmigen Material, den vulkanischen Aschen, kommen in Menge einzelne in dem Schmelzfluß schon ausgeschiedene Kristalle und größere Lavafetzchen, die Sande und Lapilli, ferner losgerissene Bruchstücke des Nebengesteins und durch den raschen Flug durch die Luft in noch plastischem Zustande mannigfach gedrehte und gewundene

größere Auswürflinge von schlackiger Beschaffenheit, die vulkanischen Bomben, welche an den Rändern der gesprengten Öffnung, des Kraters, sich aufhäufen und zur Bildung eines Kegels Anlaß geben. In diesem steigt das Magma in die Höhe, durchbricht oft dessen Flanken oder ergießt sich über den Rand des Kraters als Strom, welcher bald mit großer Geschwindigkeit über die Gehänge hinabfließt und sich weithin als Decke über die ebeneren Gefilde ausdehnt, wenn das schmelzflüssige Material recht dünnflüssig ist. Zähe Lavaströme dagegen zerreißen und bilden die sog. Blocklava. Die Zusammenhäufungen der Auswürflinge, welche man als Tuffe bezeichnet, zusammen mit den Lavaströmen bauen durch ihre sich wiederholende Erscheinung einen Stratovulkan (lat. stratum, das Aufgeschüttete; Fig. 9) auf, welcher durch lange Perioden hindurch eine abwechslungsreiche Tätigkeit ausüben kann. Besonders bei sehr heftigen Explosionen wird das staubfeine Material häufig in bedeutende Höhen der Atmosphäre hinaufgeschleudert und durch die Winde weithin verteilt. Der konstante Gehalt des rezenten Tiefseeschlammes an solchen Aschenteilchen findet dadurch seine Erklärung.

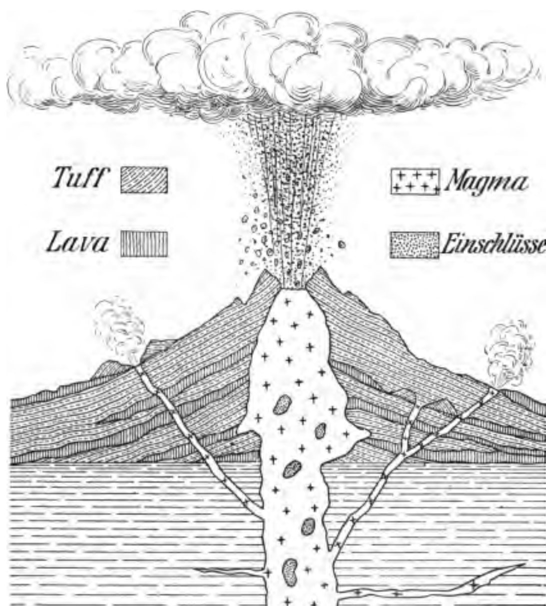
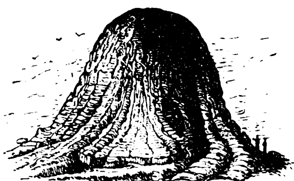


Fig. 9. Schematisches Bild eines Stratovulkans.

In andern Fällen ist die empordringende Lava arm an Gasen, es entstehen keine mächtigen Explosionen, es werden keine oder nur geringe Mengen von Tuffen ausgeschleudert, und nur das schmelzflüssige Material quillt aus dem Innern an die Oberfläche, wo es, wenn dünnflüssig, zu ausgedehnten Decken (Fig. 10) oder langen Strömen sich ausbreitet, oder wenn sehr schwer flüssig, zu hohen Kuppen (Quellkuppen; Fig. 11) mit steilen Gehängen sich auftürmt. Solche Vulkane sind aus einem Guß, homogene Vulkane.


Fig. 10. Eruptivdecke mit Zufuhrkanälen.


Fig. 11. Quellkuppe.

Endlich gibt es noch vulkanische Erscheinungen, bei welchen die schmelzflüssigen

Laven selbst kaum oder doch nur ganz untergeordnet und in den letzten Stadien der vulkanischen Tätigkeit zur Ausbildung kamen. Das sind die oben (S. 26) schon geschilderten Explosionsröhren, deren aus Tuffen bestehende Füllung öfter von jüngeren, aber stets wenig bedeutenden massigen Eruptivgängen durchsetzt wird. Bei solchen Explosionen, welche die Erdkruste quer durchschlagen, werden die überlagernden Gesteine manchmal wie ein Pfropfen herausgeschleudert, oder aber die Gewalt der Explosion reicht dazu nicht aus; es wird durch die vulkanische Kraft ein Gesteinskomplex von rundlichem Querschnitte emporgepreßt, unter kräftiger Zerreibung der randlichen Gesteine, welche dabei zu „Grießbrekzien" werden. Vulkanische Gesteine, Laven wie Tuffe können bei solchen Prozessen dann völlig fehlen, da eben der Gesteinspfropfen noch den Ausgang verstellt. Derartige Erscheinungen hat man als kryptovulkanische Tätigkeit bezeichnet. Fig. 12 zeigt diese Erscheinung im Steinheimer Becken, wo der aus braunem Jura bestehende rundliche Klosterberg durch den vergrießten, horizontal liegenden Weißen Jura um einen Betrag von ca 150 *m* aus seiner ursprünglichen Lagerung kuppelförmig emporgepreßt wurde.



Fig. 12. Querschnitt durch das Steinheimer Becken. Nach W. v. Branco u. E. Fraas.

Je nach dem verschiedenen Gehalt an Gasen im Magma treten also bald nur die völlig zerstäubten Explosionstuffe an die Oberfläche, bald erscheinen ganz von derartigen Zerstäubungsprodukten freie Schmelzflüsse, die sich zu Kuppen auftürmen; den normalen Fall aber stellt die in den Stratovulkanen vereinigte Erscheinung beider Gruppen von Bildungen dar. Während weitaus der größte Teil unserer rezenten Vulkane der zuletzt charakterisierten Reihe der Stratovulkane angehört, fehlen auch heute die beiden andern nicht. Der Kilauea auf Hawaii liefert fast völlig gasfreie Lava, welche daher auch keine Tuffe erzeugt, während andernteils den Aschenexplosionen auf Martinique die kompakten Ergußgesteine völlig fehlten.

Das geologische Alter der Eruptivgesteine. Effusivgesteine sehen wir auch heute noch an zahlreichen Stellen an die Oberfläche dringen, Intrusivgesteine dagegen kennen wir nur dort, wo die einstmals das erstarrende Gestein überlagernden Schichten abgetragen sind. Daß dieselben sich aber auch heute noch in der Tiefe bilden, kann nicht zweifelhaft sein. Wenn auch die vulkanische Tätigkeit in gewissen geologischen Epochen eine besondere Intensität entwickelte, während in andern von vulkanischen Erscheinungen nur wenig zu beobachten ist, so finden sich

doch Intrusivgesteine ebensowohl wie effusive Bildungen in allen geologischen Formationen vor.

Von petrographischem Standpunkte aus ist nichts verfehlter als die so oft wiederholte Behauptung, daß bestimmte Eruptivgesteinstypen an bestimmte geologische Formationen gebunden sind. Es ist zwar eine nicht zu leugnende Tatsache, daß Intrusivgesteine in viel weiterer Verbreitung innerhalb von alten Ablagerungen beobachtet werden können, daß ferner lokal die devonische Formation besonders reich an Diabaseruptionen ist, daß massenhafte Quarzporphyrergüsse in der Dyas auftreten, daß die Trias in Nordamerika mit Melaphyren in Verbindung steht. Aber Diabas, Quarzporphyr und Melaphyr kennt man ebenso auch aus fast allen andern geologischen Epochen, und es gibt echte Intrusivmassen von unzweifelhaft sehr jugendlichem Alter, die in allen Eigenschaften den Graniten, Syeniten etc. der ältesten Perioden völlig gleich sind. Ein Granit ist nicht eo ipso ein uraltes Gestein, wie dies auch heutzutage noch von einer großen Reihe von Geologen behauptet wird, wenn auch weitaus die meisten Granite im Kontakt mit älteren Ablagerungen auftreten. Letzteres ist ja auch leicht erklärlich: die in der Tiefe verfestigten granitischen Gesteine sind dort durch die Erosion lange andauernder geologischer Perioden allmählich von den sie überdeckenden Sedimenten befreit worden, während jüngere Schichtensysteme im allgemeinen eine viel geringere Abtragung erfahren haben. Tiefengesteine von besonders jugendlichem Alter trifft man in erster Linie in den Hochgebirgen, in welchen die Erosion ungewöhnlich rasch arbeitet, wofür das klassischste Beispiel die Kette der Anden darstellt, in welchen auch zuerst der sichere Nachweis tertiärer Granite erbracht wurde.

Die unglückliche Hypothese, daß bestimmte Eruptivgesteine nur in bestimmten geologischen Epochen auftreten, hat zu der allgemein verbreiteten Teilung der Eruptivgesteine in prätertiäre oder alteruptive und tertiäre resp. posttertiäre oder jungeruptive geführt, eine Unterscheidung, welche von modernem petrographischem Standpunkt aus nicht aufrecht erhalten werden kann.

Vor einigen Jahrzehnten wurde von einzelnen Forschern die Einführung einer zeitlich noch detaillierteren geologischen Systematik in die Petrographie

versucht. So bezeichnete Gümbel die dem Silur zugeschriebenen Diabase des Fichtelgebirges zur Unterscheidung von den devonischen als Proterobase, die Pikrite der paläozoischen Formationen als Paläopikrite etc., und die ungarischen Geologen stellten die petrographische Systematik vollends auf den Kopf und nannten noch bis in die neuere Zeit einen Granit, dessen tertiäres Alter nachweisbar ist, schlechtweg Trachyt.

Die Einteilung der Eruptivgesteine nach ihrem geologischen Alter leidet nicht nur an der Schwierigkeit, charakteristische Unterscheidungsmerkmale der einzelnen Gruppen aufzufinden, welche eine derartige Abtrennung im petrographischen System ermöglichen würden; sie charakterisiert sich auch dadurch als künstlich, daß in einer Unzahl von Fällen die Epoche des Empordringens der schmelzflüssigen Massen gar nicht festgestellt werden kann. Wo allerdings Ströme und Decken zwischen Schichtgesteinen eingeschaltet sind und von Tuffen begleitet werden, in denen charakteristische Fossilien auftreten, da ist das geologische Alter der vulkanischen Tätigkeit leicht nachzuweisen. Aber schon dort, wo solche fossilführende Tuffe fehlen, welche mit den Sedimenten in inniger Verbindung stehen, ist die genaue Ermittlung des geologischen Alters manchmal sehr erschwert. Lagerförmige Intrusivmassen legen sich gerne den Schichtenfugen parallel, und die Unterscheidung solcher oft auf weitere Entfernungen aushaltender, wenig mächtiger Injektionen gegenüber von Lavaergüssen kann zumal bei basischen Gesteinen recht schwierig werden, wenn nicht die schlackige Struktur der Lava oder andernteils das gangförmige Übergreifen in das Hangende für die Art der Entstehung spricht.

Besonders schwierig ist die Bestimmung des Alters bei Intrusivmassen, bei welchen die überlagernden Gesteine bald das ursprüngliche Dach des intrusiven Kerns bilden, bald spätere Ablagerungen darstellen können, welch letztere nach der vorausgegangenen Bloßlegung des Eruptivgesteins sich über demselben abgesetzt haben. Intrusivmassen wirken zwar im allgemeinen umwandelnd auf ihre Hülle ein, sie senden oft Apophysen (griech. apo, von her; phyein, abstammen) in dieselbe aus und zeigen in weiter Verbreitung in der Grenzzone selbst weitgehende innere Modifikationen, welche auf diese beschränkt sind. Sind die überlagernden Schichten aber erst später zur Ablagerung gekommen, so fehlen all diese Anzeichen, und die neu gebildeten Schichten führen als Grundlage ein charakteristisches Bodenkonglomerat, das, aus der Zertrümmerung der unterlagernden Gesteine hervorgegangen, Gerölle oder Bruchstücke derselben enthält.

Man sollte denken, daß bei einer einigermaßen genauen Betrachtung der Verhältnisse die Erscheinungen verschieden genug sind, um in allen Fällen eine Entscheidung zu ermöglichen. Mögen auch Apophysen fehlen, mögen die mineralogischen Änderungen in den Randzonen des Massivs kaum bemerkbar sein, so gibt doch die kontaktmetamorphische Umwandlung einen sichern Beweis dafür, daß die ursprüngliche Hülle des Intrusivgesteins vorliegt. Aber man hat sich gewöhnt, nicht nur den vulkanischen Prozessen, sondern in noch höherem Maße dem Gebirgsdruck die Fähigkeit zuzuschreiben, umwandelnd auf die Gesteine einzuwirken, und so ist namentlich in stark dislozierten Gebieten, z. B. in den Alpen, die ganze Gesteinsumbildung auf Kosten der Gebirgsbildung gesetzt worden, und mächtige Dislokationen wurden konstruiert, um die eigentlich intrusive Lagerungsform der zentralalpinen gneisartigen Granite

zu verhüllen. Andernteils aber stellen sich besonders gerne an den Gesteinsgrenzen starke geologische Verschiebungen ein, welche zur Bildung einer sog. Reibungsbrekzie führen, die, zumal wenn die einzelnen Gesteinsbruchstücke bei der Gebirgsbewegung stark abgerollt wurden, einem Bodenkonglomerat ungemein ähnlich werden und manchmal kaum von einem solchen unterschieden werden können.

IV. Die Zusammensetzung der Eruptivgesteine.

Literatur:

H. Bäckström, Causes of magmatic differentiation: Journ. geol. I (1893) 773. W. C. Brögger, Die Mineralien der Pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite: Zeitschr. Krystall. XVI (1890). Ders., The basic eruptive rocks of Gran: Quart. journ. geol. soc. L (1894) 15. Ders., Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes: Vidensk. selsk. skr. 1894, Nr 4; 1895, Nr 7; 1897, Nr 6. H. Bücking, Mitteilungen über die Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden: Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1897, 119. W. Bunsen, Über die Prozesse der vulcanischen Gesteinsbildungen: Pogg. Ann. LXXXIII (1851) 197. A. Daubrée, Études synthétiques de géologie expérimentale, Paris 1879. C. Dölter, Die Silikatschmelzen: Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien 1904, CXIII, Abt. I, 177 und 1905, CXIV, I, 529. F. Fouqué, Recherches minéralogiques et géologiques sur les laves des dykes de Théra: Mém. prés. à l'acad. XXVI (1876), Nr 4. F. Fouqué und A. Michel-Lévy, Synthèse des minéraux, Paris 1882. Dies., Reproduction artificielle d'un trachyte micacé: Compt. rend. CXIII (1891) 283. C. W. C. Fuchs, Die Veränderungen in der flüssigen und erstarrenden Lava: Tscherm. min. petr. Mitteil. 1871, 65. A. Hague und J. P. Iddings, On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe: Bull. U. S. geol. surv. 1885, Nr 17. J. P. Iddings, The origin of igneous rocks: Bull. phil. soc. Washington XII (1892) 89. C. v. John, Über die Eruptivgesteine von Jablonica an der Narenta: Jahrb. geolog. Reichsanst. XXXVIII (1888) 343. J. W. Judd, On the gabbros, dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland: Quart. journ. geol. soc. XLII (1886) 54. A. Lagorio, Über die Natur der Glasbasis sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma: Tscherm. min. petr. Mitteil. VIII (1887) 421. H. O. Lang, Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestand: Ebd. XII (1891) 199. A. de Lapparent, Note sur le rôle des agents minéralisateurs dans la formation des roches éruptives: Bull. soc. géol. France (3), XVII (1889) 282. F. Löwinson-Lessing, Studien über die Eruptivgesteine: Compt. rend. VII. congr. géol. intern. 1897, St Pétersb. 1899. K. A. Lossen, Der Bodegang im Harz, eine Granit-Apophyse mit vorwiegend porphyrischer Ausbildung: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XXVI (1874) 856. A. Michel-Lévy, Structure et classification des roches éruptives, Paris 1889. Ders., Sur quelques particularités de gisement du porphyr bleu de l'Estérel: Bull. soc. géol. France (3), XXIV (1896) 47 u. 123. F. v. Richthofen, Über den Ursprung der vulcanischen Gesteine: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XXI (1869) 1. H. Rosenbusch, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine: Tscherm. min. petr. Mitteil. XI (1889) 144. J. Roth

Die Einteilung und die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XLIII (1891) 1. Ders., Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine: Abhandl. preuss. Akad. Wissensch. 1869, 67; 1873, 89; 1879, 1; 1884, 1. Th. Scheerer, Über die chemische Konstitution der Plutonite: Festschrift zum 100jährigen Bestehen der Bergakademie Freiberg. 1866, 158. A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik, Cassel und Berlin 1885. J. H. L. Vogt, Beitrag zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in neovulcanischen Ergussgesteinen: Arch. math. naturvid. XIII (1890); XIV (1891). Ders., Die Theorie der Silikatschmelzlösungen: Ber. V. intern. Kongr. angew. Chemie, Berlin 1903 (1904). S. v. Waltershausen, Über die vulcanischen Gesteine in Sizilien, Göttingen 1853. E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Entstehung der Gesteine und Minerallagerstätten der östlichen Zentralalpen: Neues Jahrb. Mineral. 1895 I 221.

Mineralische Zusammensetzung. Alle Eruptivgesteine sind Silikatgesteine, alle wichtigeren Bestandteile derselben sind Silikate resp. die Kieselsäure selbst. Der Kreis derjenigen Mineralien, welche für die Eruptivgesteine von tatsächlicher Bedeutung sind, ist aber noch viel enger umgrenzt. Man unterscheidet in den Gesteinen wesentliche oder Hauptgemengteile, durch welche das Wesen eines Gesteins bedingt ist, von den unwesentlichen oder akzessorischen, deren Hinzutreten oder Fehlen den Typus des Gesteins nicht verändert. Von den letzteren sind einzelne fast in allen Gesteinen in sehr geringer Menge vorhanden, wie Apatit und Zirkon; man nennt sie Nebengemengteile und unterscheidet von ihnen die Übergemengteile, welche nur in bestimmten Varietäten auftreten, die aber häufiger als die Nebengemengteile so an Menge zunehmen können, daß sie für die betreffende Spielart zu einem wichtigen Gemengteil werden. Die Übergemengteile sind bald für einen Gesteinstypus charakteristisch, wie der Titanit für den Syenit, bald stellvertretend (vikariierend) für wesentliche Gemengteile, wie der Turmalin für den Glimmer in gewissen Graniten, bald mehr oder minder zufällig, wie der Cordiërit in zahlreichen Eruptivgesteinen. Man unterscheidet ferner primäre Gemengteile, welche sich während der Gesteinsverfestigung selbst gebildet haben, von den sekundären, die durch spätere Prozesse entweder aus jenen hervorgegangen sind oder dem schon verfestigten Gestein überhaupt erst zugeführt wurden.

Folgende Mineralien beteiligen sich in erster Linie an der Zusammensetzung der Eruptivgesteine:

1. Primäre Hauptgemengteile: Quarz, Feldspatgruppe, (Nephelin, Leuzit), Glimmer-, Hornblende-, Pyroxengruppe, Olivin.

2. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, (Xenotim), Magneteisen.

3. Charakteristische Übergemengteile: Titanit, Titaneisen, Eisenglanz, Orthit, Monazit, Perowskit, (Chrysoberyll), Rutil, (Zinnerz; Melanit und zirkonhaltige Silikate in Natrongesteinen); Epidot-, Granatgruppe.

4. Stellvertretende: Turmalin, Cancrinit, Eudialyt, Melilith, Sodalithgruppe.

5. Zufällige: Cordiërit, Epidot-, Granatgruppe, Flußspat, Topas. Von letzteren sind die drei zuerst genannten nicht selten dem Magma fremde, aus dem Nebengestein aufgenommene Bestandteile, zu denen auch die ziemlich seltenen Vorkommnisse von Korund, Spinell, Staurolith, Wollastonit, Tonerdesilikaten etc. in Eruptivgesteinen gehören, deren Substanz dem aufgelösten Nebengestein entstammt, und die sich naturgemäß hauptsächlich in den Randzonen der Eruptivgesteine, dort aber lokal sehr reichlich, finden.

6. Sekundäre Gemengteile: Chlorit und glimmerartige Mineralien von meist wenig gut bekannter Zusammensetzung (lokal auch Kaolin, Diaspor, Bauxit), ferner Serpentin, Granat-, Epidot-, Vesuviangruppe, Prehnit, Skapolith, Hornblende, Titanit, Anatas, Brookit, Topas, Turmalin, Flußspat, Kalkspat, Zeolithe etc.

Es gibt eine Reihe von Gesetzen für die Mineralassoziation in den Eruptivgesteinen; eine vollkommene Übersicht über dieselben ist zwar heute noch nicht zu geben, doch scheinen folgende Grundzüge vorhanden zu sein:

1. Quarz als eigentlicher Gesteinsgemengteil fehlt kieselsäureärmeren Gesteinen völlig, wenn diese gleichzeitig reich an Alkalien sind. Er findet sich daher nicht zusammen mit Nephelin oder Leuzit. Selbstverständlich ist er in kieselsäurereichen Gesteinen überhaupt häufiger als in basischen.

2. Kaliglimmer findet sich als primärer Gemengteil nicht neben Pyroxen oder Hornblende.

3. Olivin ist selten neben Hornblende oder Orthoklas, sowie in quarzführenden Gesteinen.

4. Hornblende wird meist von Titanit, Olivin von Chromspinell, Melilith von Perowskit begleitet.

5. In natronreichen Gesteinen ist Biotit ziemlich selten, er wird dort meist von natronhaltigen Pyroxenen und Amphibolen ersetzt.

6. In der Reihe der Tiefengesteine vom Granit zum Gabbro ist Biotit am häufigsten in den an Kieselsäure und Alkali reichsten Gliedern; mit der Abnahme von Kieselsäure und Alkalien tritt Hornblende an dessen Stelle, welche in den basischsten meist durch Augit ersetzt wird. Die Granite sind

daher am häufigsten Glimmergranite, die Syenite und Diorite Hornblende führende Gesteine, während Gabbro an deren Stelle meist Pyroxen enthält. Etwas abweichend verhalten sich die Orthoklas-Plagioklasgesteine, in deren sauersten Gliedern, den Tonaliten, Hornblende neben Biotit auftritt, welch letzterer auch in den basischsten Monzoniten und damit in Verband stehenden gabbroiden Gesteinen neben Pyroxen für gewöhnlich noch vorhanden ist.

7. Wenn Hornblende und Pyroxen zonar miteinander verwachsen, so erscheint in den natronreichen Gesteinen der Pyroxen als Umhüllung, in den kalkreicheren übernimmt die Hornblende diese Rolle.

8. In kieselsäurereichen Tiefengesteinen ist die Hornblende häufiger grün als braun, in den basischen ist sie als primärer Gemengteil braun.

9. In den Effusivgesteinen erscheinen Hornblende und Glimmer hauptsächlich als Ausscheidungen der intratellurischen Periode. Sie sind daher oft magmatisch resorbiert, um so mehr, je kristallinischer das betreffende Gestein entwickelt ist. An ihre Stelle treten in der Effusivperiode die Pyroxene.

10. Natronreiche Pyroxene und Amphibole trifft man nur in alkalireichen Gesteinen, in welchen mehr Natron vorhanden ist, als zur Bildung der Alkalitonerdesilikate verbraucht wird.

11. Melanit und die meisten titan- resp. zirkonhaltigen Silikate trifft man gleichfalls nur in den natronreichen Gesteinen.

12. Tonerdesilikate, Magnesiatonerdesilikate und Kalksilikate, sowie Korund und Spinell treten in Eruptivgesteinen nur dort auf, wo diese Teile des Nebengesteins resorbiert haben.

13. Nephelin, Leucit und Melilith, sowie die Sodalithe (mit Ausnahme des Lasurits) finden sich nur in Eruptivgesteinen.

Verbreitung der Elemente. Aus der chemischen Zusammensetzung der Gesteine im allgemeinen ergibt sich die durchschnittliche Verbreitung der Elemente in dem uns zugänglichen Teile der Erde, vorausgesetzt, daß wir einen Überblick über die quantitative Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen in demselben haben. Man kann zunächst dabei absehen von der Zusammensetzung der sedimentären Gesteine, da diese ja aus der Zerstörung der kristallinischen hervorgegangen sind. In Betracht kommen bei diesen Berechnungen weitaus in erster Linie die Eruptivgesteine, aus deren Material auf primärer und sekundärer Lagerstätte die uns zugängliche feste Erdkruste besteht.

Ein Versuch, die durchschnittliche Verteilung der Elemente zu berechnen, darf nicht von einer beliebig zusammengestellten, wenn auch noch so umfangreichen Reihe von Gesteinsanalysen ausgehen, weil unter denselben stets solche in größerer Anzahl vorhanden sind, welche für die Gesamtzusammensetzung der Erde überhaupt von keiner Bedeutung sind, während Analysen der hauptsächlich in Frage kommenden Gesteine niemals in einem Maße vorwiegen, welches ihrer Bedeutung für den geologischen Aufbau der Erde zukommen würde. Wie früher ausgeführt wurde, kennen wir vermutlich die erste Er-

starrungskruste unseres Planeten überhaupt nicht, doch spricht ein nicht geringes Maß von Wahrscheinlichkeit dafür, daß dieselbe die chemische Zusammensetzung eines Granites besaß. Weitaus die meisten und mächtigsten Vorkommnisse unter den Intrusivgesteinen sind gleichfalls Granite, die soweit vorherrschen, daß die Menge der übrigen Tiefengesteine nur geringe Änderungen des chemischen Typus bedingen würde, und auch die Effusivgesteine sind den gewaltigen Massen der Granite gegenüber von ziemlich geringer Bedeutung. Dazu kommt noch, daß auch unter den vulkanischen Ergüssen bedeutende Massen den Quarzporphyren zugehören, also wiederum granitischen Charakter haben. Es ist daher zweifellos, daß die Gesamtzusammensetzung unserer Erdkruste sich in viel höherem Maße der Zusammensetzung eines normalen Granites nähern muß, als dies bei allen bis jetzt angestellten Berechnungen der Fall ist. In diesen wird sich im allgemeinen ein zu hoher Gehalt an Magnesia, Eisen und Kalk und ein zu niederer an Kali und vermutlich auch an Kieselsäure ergeben. Die scheinbare Übereinstimmung, welche derartige Zusammenstellungen aus den verschiedensten Teilen der Erde ergeben haben, beruht auf einer Gleichheit der Fehlerquelle.

Die vorherrschenden Bestandteile der Erdkruste sind Orthoklasgesteine, neben welchen die Plagioklasgesteine eine untergeordnete Rolle spielen. Es muß also in erster Linie das Kali über das Natron vorherrschen, eine Erscheinung, die sich übrigens auch in der Zusammensetzung der alkalihaltigen sedimentären Gesteine ausspricht, wie z. B. die Tonschiefer weitaus in der Mehrzahl doppelt bis dreimal so viel Kali als Natron enthalten. Daß die mittlere Zusammensetzung der Erdkruste unzweifelhaft weit abweicht von dem inneren Kern, darauf weist außer andern, weniger beweiskräftigen Beobachtungen das mittlere spezifische Gewicht der Erde hin, welches etwa doppelt so hoch ist als der Durchschnitt der uns bekannten Teile, und welches zu der Annahme eines innersten metallischen Kerns zwingt.

Chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine. Die chemische Analyse lehrt die elementare Zusammensetzung der Gesteine kennen; da aber weitaus die meisten derselben Aggregate sehr verschiedenartiger, zum Teil recht kompliziert zusammengesetzter Mineralien darstellen, ist es häufig nicht möglich, aus den Prozentzahlen der Analyse die mineralische Zusammensetzung des Gesteins zu bestimmen. Noch schwieriger wird die Sache, wenn man die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien aus der chemischen Zusammensetzung zu berechnen versucht, ohne eine spezielle quantitative Analyse eines jeden Bestandteils ausgeführt zu haben. Auch die ältere Methode, die Gesteine in zwei gesonderten Partien, einem in Salzsäure löslichen und einem unlöslichen Teil zu analysieren, liefert nichts weniger als brauchbare Resultate.

Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine zeigt eine ganze Reihe von wohlerkennbaren Gesetz-

mäßigkeiten, die ein eingehenderes Studium außerordentlich interessant machen. Andernteils muß vor einer Überschätzung der Resultate einzelner Analysen gewarnt werden, wobei so leicht die Gefahr vorliegt, daß man als besonders zuverlässig in erster Linie diejenigen ansieht, welche einer vorgefaßten Meinung am besten entsprechen.

Ist es doch schon an sich äußerst schwierig, für eine der Durchschnittszusammensetzung eines Gesteins möglichst nahe kommende Analyse vollkommen einwandfreies Material zu beschaffen. Die geringe Menge des Materials, welches zur Analyse herangezogen wird, bringt es nicht nur bei grobkörnigen oder großporphyrischen Gesteinen mit sich, daß das Gesamtresultat sich mehr der Zusammensetzung einzelner, in der betreffenden Probe besonders hervortretender Gemengteile nähert, auch bei dichteren Gesteinen werden oft schwerwiegende Irrtümer kaum zu vermeiden sein. Sind ja doch die Gesteine keine stöchiometrisch gleichmäßigen Körper, wie z. B. die Kristalle, sondern vielfach wechselnde Bildungen, welche weitgehende Unterschiede von Punkt zu Punkt aufweisen können. So zeigen z. B. zahlreiche in frischem Zustande durchaus homogen aussehende Basalte die Erscheinung, daß sich unter der Einwirkung der Atmosphärilien rasch lichte Flecken herausbilden, der sog. Sonnenbrand, der auf die lokale Anhäufung von Nephelin zurückgeführt werden muß; und in analoger Weise läßt das Studium mehrerer Dünnschliffe eines und desselben Gesteins die Ungleichmäßigkeit der Verteilung der einzelnen Gemengteile als weitverbreitete Erscheinung erkennen. Der chemische Typus eines Gesteins ist daher nicht ein scharf umgrenzter Begriff, sondern vielmehr in weiteren Grenzen schwankend. Die rein chemische Richtung der modernen Petrographie leidet in erster Linie an einer zu engen Fassung dieses Begriffes, und zahlreiche, auf Grund neuester Untersuchungen aufgestellte Gesteinstypen sind nichts weiter als lokale Modifikationen, welche keine selbständige Stellung beanspruchen können.

Die Hauptbestandteile der Eruptivgesteine sind: Kieselsäure; Tonerde und Eisenoxyd; Eisenoxydul, Magnesia und Kalk; Kali und Natron. Außer diesen sind fast stets in untergeordneter Menge vorhanden: Phosphorsäure, Titansäure, Zirkon, Cererden, Baryum, Strontium, Wasser. Bei einzelnen Gesteinstypen kommen hinzu: Mangan, Chrom, Nickel und Kobalt, Zinn, Uran, Lithium, Cäsium und Rubidium, Schwefel, Arsen, Antimon, Chlor, Fluor, Bor etc. Für die Berechnung des chemischen Typus eines Gesteins genügt aber die Berücksichtigung der acht Hauptbestandteile.

Da alle Eruptivgesteine Silikatgesteine sind, bildet das erste Einteilungsprinzip ihr Gehalt an Kieselsäure, welcher, von ganz untergeordneten Vorkommnissen abgesehen, zwischen 78 und 40 % schwankt. Man nennt Gesteine mit über 65 % SiO_2 saure,

solche mit 65—52 % intermediäre oder neutrale und diejenigen, deren Gehalt unter 52 % herabgeht, basische Gesteine, wobei sich allerdings diese Bezeichnung nicht mit der in der Chemie üblichen Unterscheidung zwischen sauren, neutralen und basischen Salzen deckt. Nur selten konzentrieren sich lokal nicht silikatische Gemengteile so sehr, daß sie zu vorherrschenden Gemengteilen werden, wie in den fast silikatfreien Erzausscheidungen basischer Eruptivgesteine, die aber kaum mehr unter den Begriff Gestein fallen.

Die in der Natur vorkommenden Magmen sind nicht beliebige Kombinationen der Elemente, aus welchen sie zusammengesetzt sind; so gibt es z. B. kieselsäurereiche Gesteine mit einem hohen Gehalt an Alkalien, aber keine Äquivalente, in denen Alkalien fehlen und Kalk resp. Magnesia an deren Stelle treten. Es kommen Gesteine vor, welche nur aus Magnesiasilikat mit etwas Eisen bestehen; entsprechende an Kalk, Alkalien etc. reiche Gesteine sind nicht bekannt. Die Tonerde steht zur Kieselsäure resp. den Alkalien und dem Kalk in einem Verhältnis, welches im allgemeinen über das der Feldspate nicht hinausgeht; solche mit überschüssiger Tonerde sind zum mindesten sehr selten, wenn sie überhaupt selbständige Typen sind und nicht durch Auflösung tonreicher Gesteine durch einen normalen Schmelzfluß entstanden.

Gesteine, in welchen die Summe der Alkalien den Kalk überwiegt, gibt es mit Gehalten an Kieselsäure von 78—42 %; in den kalkreicheren Gesteinen überschreitet dieselbe 66 % nicht, und wenn endlich die Magnesia noch über den Kalk überwiegt, so bleibt der Kieselsäuregehalt unter 50 %. In der Reihe der natronreichen Gesteine nimmt mit Abnahme des Kieselsäuregehaltes derjenige an Natron zu, die Natronorthoklasgesteine gehen in Nephelingesteine über, während hier ein höherer Kalkgehalt sich erst in ziemlich basischen Gesteinen einstellt. Dagegen tritt in den gewöhnlichen, an Alkali und Kieselsäure reichen Schmelzflüssen, in denen meist das Kali über das Natron vorherrscht, mit abnehmender Kieselsäure Kalk in größerer Menge ein und verdrängt das Kali, während zunächst noch das Natron mit dem Kalk gleichzeitig anwächst. An Stelle des Orthoklases treten dann Natronkalkfeldspate, und erst mit weiter abnehmendem Kieselsäuregehalt wird der Kalkfeldspat herrschend. In denselben Gesteinen bringt eine Abnahme der Kieselsäure eine Zunahme des Kalks, der Magnesia, der Tonerde, der Eisenoxyde mit sich, während die Summe der Alkalien abnimmt, d. h. das an basischen Gemengteilen und Plagioklas arme Alkalifeldspatgestein nimmt mehr und mehr basische Gemengteile und immer basischeren Plagioklas auf. In denjenigen Reihen, in welchen der Gehalt an Kalk jenen an Alkalien überwiegt, bewegen sich die Verhältnisse in gleicher Richtung mit Ausnahme der Tonerde, die mit abnehmendem Kieselsäuregehalt

hier gleichfalls abnimmt, d. h. die an Alkalien und Tonerde armen resp. davon freien basischen Mineralien treten immer mehr hervor. Gesteine mit mehr Magnesia als Kalk endlich verlieren mit einer Verminderung des Kieselsäuregehaltes äußerst rasch Alkalien und Tonerde, sie werden zu feldspatfreien Gesteinen; sehr bald folgt auch der Kalk, und das äußerste Endglied, das reine Orthosilikatgestein, der Olivinfels, enthält nur noch die Silikate von Magnesia und Eisen.

Chemisch-physikalische Gesetze im Magma. Man ist nach obigem zu der Annahme berechtigt, daß die vulkanischen Magmen nicht beliebige Kombinationen von Stoffen darstellen, sondern daß die Moleküle in bestimmten Verhältnissen, etwa nach Art der in einer Lösung vorhandenen Salze, in denselben angenommen werden müssen. Sie werden zwar ebenso wie die Salze in ihren Lösungen mehr oder minder dissoziiert sein, ein bestimmtes, von den äußeren physikalischen Umständen mit abhängiges Gleichgewicht aber bedingt ihre gegenseitigen Beziehungen.

Vom chemisch-physikalischen Standpunkt aus sind die natürlichen Magmen gemischte Lösungen, deren Beschaffenheit insofern eine ziemlich komplizierte ist, als in den meisten Fällen neben den Bestandteilen, welche das verfestigte Gestein erkennen läßt, in dem ursprünglichen Schmelzfluß in wechselnder Menge gasförmige Substanzen, die sog. Mineralbildner, vorhanden sind, welche gleichzeitig einen wichtigen Bestandteil des Lösungsmittels darstellen, das die kristallinische Entwicklung des Gesteins erleichtert. Entsprechend den Verhältnissen in einer Lösung wird die Reihenfolge der Ausscheidung der einzelnen Mineralien bestimmt durch den Grad ihrer Löslichkeit in dem Rest des Magmas, sie entspricht also nicht der Reihenfolge ihrer Schmelzbarkeit.

Die Struktur der Eruptivgesteine, namentlich jene der Tiefengesteine, weist darauf hin, daß während der Kristallisation des Gesteins die Moleküle eine große Beweglichkeit hatten; im Gegensatz zu den später zu betrachtenden Kontaktgesteinen sind die einzelnen Bestandteile der Eruptivgesteine meist ziemlich arm an Einschlüssen, und zahlreiche Gemengteile derselben weisen eine recht vollkommene kristallographische Ausbildung auf, beides Erscheinungen, welche wahrscheinlich nicht hervortreten würden, wenn das Stadium des Schmelzflusses während der Kristallisation ein sehr zähflüssiges gewesen wäre.

Es mag hier auch angefügt werden, daß die Neptunisten überhaupt nicht an eine Kristallisation aus dem Schmelzfluß glaubten, aus welchem vielmehr nur amorphe Substanzen entstehen sollten, die später entweder durch zirkulierende Gewässer eine kristallinische Umbildung, Hysterokristallisation

(griech. hysteron, später), erfahren hätten, oder in welchen die zur Kristallisation führende innere molekulare Umlagerung überhaupt in festem Zustand allmählich vor sich gegangen wäre, etwa analog zu dem als Umstehen bezeichneten Vorgang bei einzelnen Metallen. Der zuletzt genannte Prozeß wird heutzutage wieder häufiger zur Erklärung kristallogenetischer Vorgänge in Anspruch genommen, dürfte jedoch bei der Gesteinsbildung höchstens untergeordnete Bedeutung haben.

Gehen wir bei der Betrachtung der Kristallisationsvorgänge von den Gesetzen einer Lösung aus, so muß zunächst festgehalten werden, daß die Ausscheidung von Kristallen einer Substanz nicht stattfinden kann, solange für den bestimmten Druck die Temperatur höher ist als der Schmelzpunkt der betreffenden Substanz, daß dagegen unterhalb des Schmelzpunktes die Kristallisation von dem Augenblick an eintreten kann, in welchem der Sättigungsgrad der Lösung unter den gegebenen Bedingungen des Druckes und der Temperatur überschritten ist. Bei der Bestimmung des Schmelzpunktes eines Minerals unter den gegebenen Verhältnissen ist indes die bei komplizierten Gemengen oft recht bedeutende Schmelzpunktserniedrigung zu beachten, welche selbst bei einfacherem Silikatschmelzen bis zu 400° beträgt.

Da die gesteinsbildenden Mineralien zu jenen Substanzen gehören, welche in kristallisiertem Zustand ein kleineres Volumen haben als in flüssigem, so ist ihre Schmelzbarkeit und ebenso auch ihre Löslichkeit geringer bei hohem als bei niederem Druck. Ein Nachlassen des Druckes hat daher auf schon ausgeschiedene Kristalle häufig dieselbe Bedeutung wie eine Zunahme der Temperatur, d. h. es tritt eine teilweise oder vollständige Wiederauflösung, eine Korrosion oder Resorption derselben ein, wie wir sie in so charakteristischer Weise an den Einsprenglingen zahlreicher Effusivgesteine beobachten können. Die Erhöhung des Schmelzpunktes durch den Druck ist indes nicht sehr bedeutend, und sie geht auch nicht bei beliebiger Steigerung des Druckes bis zu beliebiger Höhe, sondern man wird auch hier einen „kritischen“ Punkt finden, oberhalb dessen eine Substanz bei allen Druckverhältnissen schmelzflüssig ist. Bei den Erscheinungen der Resorption durch das schmelzflüssige Magma, die wir vor allem in den Ergußgesteinen wahrnehmen, und zwar um so vollkommener, je kristallinischer diese ausgebildet sind, kommt jedenfalls auch der bei der Eruption eintretende Verlust an Mineralbildnern in Frage. Die Kor-

rosion der Kristalle von Quarz oder Olivin, die Resorption und molekulare Umlagerung von Hornblende oder Biotit, die in Ergußgesteinen so gewöhnliche Erscheinungen darstellen, sind jedenfalls ein Ergebnis der Wirkung beider Faktoren zugleich.

Die allerersten Ausscheidungsprodukte des Granites sind die äußerst schwer schmelzbaren Nebengemengteile, welche schon dadurch auf eine geringe Löslichkeit in dem übrigen Magma hinweisen, daß sie stets in so unbedeutender Menge vorhanden sind. In einem späteren Stadium der Gesteinsverfestigung tritt mit der allmählichen Abkühlung Sättigung für die eisen- und magnesiahaltigen Silikate, im speziellen Falle den Biotit, ein, welcher, da das Magma hinlänglich abgekühlt ist, aus demselben auszukristallisieren vermag und bei seinem Festwerden die fertig gebildeten Apatit- und Zirkonkristalle etc. oft in großer Menge umschließt. Die Ausscheidung des Biotits geht langsam und gleichmäßig von statten, da mit weiterer Abnahme der Temperatur diese Verbindung mehr und mehr unlöslich wird. Allmählich ist auch der Sättigungsgrad für den kalkhaltigen Plagioklas erreicht, der nun mit dem Biotit zusammen sich ausscheidet; dann folgt der Orthoklas, während der Gehalt an Eisen- und Magnesiasalzen sich erschöpft, und endlich der letzte Rest, der Quarz, der bis zu verhältnismäßig niederer Temperatur flüssig bleibt, weil er am leichtesten in den Mineralbildnern löslich erscheint, sich daher mit denselben mehr und mehr konzentriert. Die Mutterlauge des Granites in jedem Stadium seiner Verfestigung ist daher reicher an Kieselsäure und zumeist auch an Alkalien als das gesamte Gestein. Die letzten Ausscheidungen eines granitischen Magmas verfestigen sich sicher erst bei ziemlich niederer Temperatur. Unter denselben Gesichtspunkten erklärt sich die Änderung der Ausscheidungsreihenfolge bei basischen Gesteinen, in welchen die an zweiwertigen Metallen reichen Bisilikate sich in der Mutterlauge konzentrieren.

Durch die Ausscheidung einzelner Mineralien ändert sich die Zusammensetzung des Magmarestes; es ist daher bei sauern oder intermediären Gesteinen, welche eine glasige Basis aufweisen, diese an Kieselsäure und Alkalien reicher als der Durchschnitt des ganzen Gesteins. Häufig führt diese allmähliche Änderung in der chemischen Zusammensetzung des Schmelzflusses zu einem zonaren Aufbau der sich ausscheidenden Kristalle, indem z. B. Plagioklase, welche in den ersten Epochen der Kristallisation einen ziemlich hohen Kalkgehalt aufweisen, mit der Abnahme des Kalkgehaltes im Magma selbst immer natronreichere Schichten anlagern, so daß im allgemeinen in solchen zonar aufgebauten Plagioklasen die Randzonen die an Natron und Kieselsäure reichsten Teile darstellen. Ähnliche Unterschiede ergeben sich nicht selten auch bei der Vergleichung von Plagioklaseinsprenglingen mit den in der Grundmasse vorhandenen Individuen; letztere sind stets reicher an Natron. Auch bei den Pyroxenen natronreicher Gesteine macht man dieselbe Reihe von Beobachtungen.

Bei der Betrachtung der Verhältnisse der Ausscheidung der Mineralien aus einem Magma gibt die Berücksichtigung der Ergebnisse der neueren chemisch-physikalischen Lösungstheorien zahlreiche wichtige Anhaltspunkte, wenn allerdings

auch wieder die in der Natur vorhandenen Magmen zumeist so komplizierte Bildungen darstellen, daß bei der großen Zahl der in Betracht kommenden, übereinandergreifenden Prozesse die Deutung des einzelnen oft völlig unmöglich ist.

Als besonders fruchtbringend hat sich erwiesen das Studium der eutektischen Mischungen (griech. ey, gut; tekein, schmelzen), d. h. jener Mischungsverhältnisse von zwei oder mehr verschiedenen Substanzen in einer Lösung, bei welchen die gelösten Körper bei der Abkühlung oder Verdunstung gleichzeitig und oft in innigster Durchwachsung auskristallisieren. Das eutektische Gemenge bestimmter Stoffe hat eine konstante Zusammensetzung bei gleichem Druck und ändert dieselbe mit dem Wechsel des Druckes nur wenig. Ist eine der Substanzen in der Lösung in größerer Menge vorhanden als der eutektischen Mischung entspricht, so muß dieselbe zuerst auskristallisieren. Hat man z. B. eine gemischte Lösung von Feldspat und Quarz, deren eutektische Mischung zweifellos im Schriftgranit vorliegt, so kristallisiert in den quarzreichsten Gesteinen der Quarz vor dem Feldspat, granulitische Struktur. Wenn dagegen die Menge des Feldspats die eutektische Mischung überschreitet, welche bei ca 75 % Feldspat und 25 % Quarz liegt, so ist der Feldspat das ältere Ausscheidungsprodukt, granitische Struktur. Bemerkenswerterweise entspricht der Schriftgranit meist fast genau dem obigen Verhältnis, und auch die mikropegmatitische, sphärolithische und schließlich die glasige Grundmasse der Quarzporphyre zeigt dasselbe Verhältnis. Ähnlich erklärt sich die Umkehrung der Reihenfolge der Ausscheidung zwischen Feldspat und dem dunkeln sog. basischen Bestandteil der Gesteine etc.

An Stelle der ungemein hohen Temperaturen, welche namentlich die ältere Geologie den sich verfestigenden Gesteinsschmelzflüssen zuschreiben zu müssen glaubte, ergeben sich solche, welche weit unter den in unsern Hochöfen erreichten Hitzegraden liegen, und die besonders weit herabgehen bei den natronreichen Gesteinen, in denen die so leicht schmelzbaren Mineralien Ägirin und Arfvedsonit zu den ersten Kristallisationsprodukten gehören. Daß indes zahlreiche der an die Oberfläche hervortretenden, namentlich der basischeren Magmen im Augenblick ihrer Eruption recht bedeutende Temperaturen besessen haben, beweist z. B. die Erscheinung, daß die Wärmestrahlung der Vesuvlaven allein schon kupferne Gefäße geschmolzen hat.

Tritt der Sättigungspunkt des Magmas bei einer Temperatur ein, welche über dem Schmelzpunkt der betreffenden Substanz liegt, so erscheint an Stelle der Kristallisation eine Art von Seigerung (engl. *liquation*); es entstehen zwei nicht ineinander lösliche Schmelzflüsse. Die so ausgeschiedenen Teilmagmen vereinigen sich je in noch schmelzflüssigem Zustand zu zusammenhängenden Massen, welche bald gleichzeitig bald nacheinander zur Verfestigung kommen und schließlich in dem erstarrten Gestein als Schlieren hervortreten. Ist eines der Teilmagmen um vieles leichtflüssiger, so kann es wohl auch in vollkommen scharf abgetrennten Formen erscheinen, und es tritt dann auch der

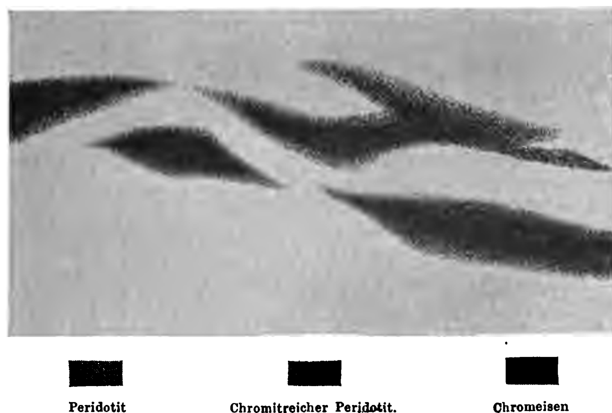


Fig. 13. Schlierenzüge von Chromeisen in Peridotit mit Übergangszonen.

Fall ein, daß das leichter flüssige Teilmagma in die Klüfte und Kontraktionsrisse des schon verfestigten andern Teils eindringt und diesen gangförmig durchsetzt, wodurch der Eindruck hervorgerufen werden kann, als handle es sich dabei um eine völlig selbständige Bildung, die einem jüngeren Prozeß ihre Entstehung verdankt.

Das erstere Verhältnis ist das verbreitetere: schlierig ausgebildete Granite, gebänderte Gabbrogesteine, Chromeisenausscheidungen in Peridotiten sind Beispiele dafür, und man beobachtet dann, zumal bei mikroskopischer Beobachtung, daß die beiden Teile durch schmale Übergangszonen voneinander getrennt sind, da die Entmischung in flüssigem Zustand im allgemeinen nicht vollständig erfolgt (Fig. 13). Dagegen dürften die Ausscheidungen von Nickelmagnetkies in Gabbrogesteinen sich später verfestigt haben als das Hauptgestein. Wir

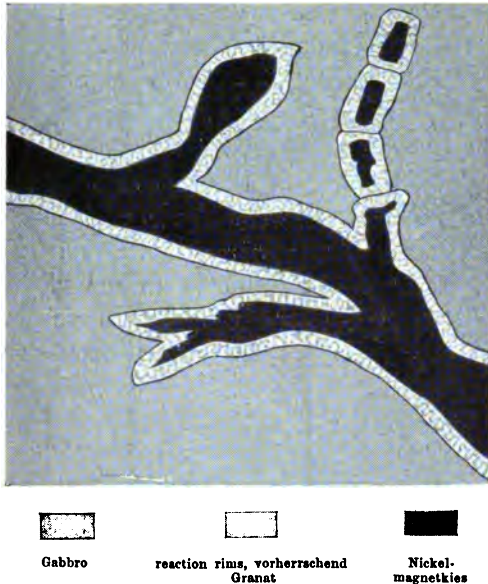


Fig. 14. Seigerungsgänge von Nickelmagnetkies in Gabbro mit „reaction rims".

beobachten das Erz hier in scharf abgetrennten, oft gangartigen Formen, die aber häufig durch das Gabbromagma, welches sich in den letzten Stadien der Verfestigung befand, in einzelne Glieder zerlegt werden (Fig. 14). Übergangszonen sind hier nicht vorhanden, aber man sieht öfter die Mineralien des älteren Gesteins an der Berührung mit dem jüngeren in mancherlei Weise umgewandelt (reaction rims).

Wirkung der Mineralbildner. Die Gesteinssynthese hat den Beweis erbracht, daß die verschiedenen Hauptgemengteile der Eruptivgesteine bei ihrer Kristallisation in sehr verschiedenem Maße abhängig sind von den physikalischen Bedingungen, unter welchen sich die Abkühlung vollzieht. Die Versuche, welche Fouqué und Michel-Lévy angestellt haben, um auf künstlichem Wege die Eruptivgesteine nachzubilden, ergeben, daß es bei langsamer Abkühlung eines einfachen Silikatschmelzflusses leicht gelingt, die Gemengteile der basischen Eruptivgesteine, in erster Linie Olivin, Augit und basische Plagioklase, ferner Nephelin und Leuzit zur Kristallisation zu bringen, daß aber unter denselben Verhältnissen Orthoklas und Quarz, Biotit und Hornblende nicht auskristallisieren. Und erst als die beiden Forscher in einem hermetisch verschlossenen Tiegel einen wasserdurchtränkten Schmelzfluß herstellten, gelang es ihnen, durch langsame Abkühlung desselben auch diese Mineralien künstlich nachzuahmen.

Quarz und Orthoklas sind die hauptsächlichsten Gemengteile der kieselsäurereichsten Schmelzflüsse, welche besonders zur Unterkühlung neigen, was durch die Mineralbildner vermindert

wird. Biotit und Hornblende aber sind in der Hauptsache hydroxylhaltige Mineralien, können also aus einem Schmelzfluß, der die Mineralbildner verloren hat, überhaupt nicht kristallisieren, ja sie werden, wenn schon früher ausgeschieden, in demselben labil und daher häufig völlig resorbiert.

Dementsprechend sind nun auch die Erscheinungen in der Natur: basische Gesteine neigen nicht zu glasiger Ausbildung, welche bei kieselsäurereichen verhältnismäßig häufig ist; Hornblende und Biotit sind stets sog. intratellurische Bildungen, welche einen Wassergehalt des Schmelzflusses und damit verbunden einen hohen Druck bei ihrer Bildung voraussetzen, die zusammen ihren Gehalt an Hydroxyl bedingen; auch Quarz und Orthoklas kristallisieren sehr viel leichter unter denselben Bedingungen und bilden sich nicht mehr, wenn das Magma seine Mineralbildner verloren hat. Kieselsäurereiche Eruptivgesteine sind daher viel empfindlicher gegen Änderungen der physikalischen Bedingungen während der Verfestigung des Gesteins als basische Gesteine, und Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr und Pechstein sind den mannigfachen Bildungsbedingungen entsprechende Formen, während z. B. der Trapp in großen oder kleinen Massen, als Tiefengestein oder als Ergußgestein auftreten kann, ohne weitergehende Modifikationen seiner Struktur zu zeigen.

Der Unterschied zwischen Tiefengestein und Ergußgestein ist nicht allein abhängig von der größeren oder geringeren Schnelligkeit der Abkühlung, auch nicht von dem Druck mächtiger überlagernder Schichtensysteme, sondern vielmehr von dem Gehalt an mineralbildenden Substanzen, welche in dem Schmelzfluß während der Kristallisation noch vorhanden waren. Allerdings wird stets ein gewisser Druck notwendig sein, um diese am Entweichen zu verhindern; doch gibt es Gesteine vom petrographischen Habitus echter Ergußgesteine, die sich unzweifelhaft unter höherem Druck bildeten als andere, die zu echten Tiefengesteinen geworden sind.

Gesteine von rein granitischer Struktur treten, wenn auch selten, unter Verhältnissen auf, die den sichern Nachweis zu erbringen gestatten, daß die zur Zeit ihrer Verfestigung sie überlagernden Gesteinsmassen eine höchstens sehr geringe Mächtigkeit besessen haben, und solche Vorkommnisse wie z. B. die tertiären Banatite des ungarischen Erzgebirges besitzen noch dazu öfter sehr geringe Ausdehnung. Andernteils sind in den Alpen Quarzporphyrmassen bekannt, deren Mächtigkeit bis zu tausend Metern und darüber beträgt, die in allen Teilen echte Quarzporphyre geworden sind, und die

Mächtigkeit der Perlite des Glashüttentales bei Schemnitz in Ungarn dürfte auch nach Hunderten von Metern zu berechnen sein. Bei solch enormen Schmelzmassen kann selbst bei oberflächlichem Erguß von einer plötzlichen Verfestigung keine Rede sein, und die körnig entwickelten Banatite anderntelis müssen verhältnismäßig rasch und unter nicht allzu bedeutendem Drucke der Abkühlung anheimgefallen sein. Die Unterschiede in der Beschaffenheit der Gesteine ergeben sich somit in erster Linie als Funktionen der in dem Magma vorhandenen mineralbildenden Agentien. Im Zusammenhang damit ist zu bemerken, daß die mehrfach erwähnten Banatite ziemlich weitgehende Injektionen des Nebengesteins und kräftige Kontaktmetamorphosen hervorgebracht haben, so daß sie Tonschiefer zu „Gneisen“ und „Glimmerschiefern“ umbildeten, aus kalkigen Gesteinen granatführende Cipoline hervorbrachten, während die andern eine Einwirkung auf das Nebengestein kaum oder gar nicht erkennen lassen.

Zahlreiche Beobachtungen, in erster Linie die Intensität der kontaktmetamorphischen Beeinflussung des Nebengesteins, lassen erkennen, daß zwischen den verschiedenen Magmen ein nicht unbedeutender Unterschied in dem Gehalt an mineralbildenden Agentien vorhanden ist. Bei allen Diffusionsprozessen im schmelzflüssigen Magma scheinen die Mineralbildner sich in viel höherem Maße an die sauern Anteile zu hängen als an die basischen, und besonders erweisen sich alkalireiche Magmen als reich an solchen Stoffen. Aber auch innerhalb der einzelnen Gruppen kommen weitgehende Unterschiede vor, und es gibt schließlich untergeordnete natürliche Schmelzflüsse, welche so gut wie frei von solchen Gasen sind, wie z. B. auf Hawaii Lava an die Oberfläche tritt, welche keine Gase und Dämpfe abgibt oder an andern Stellen Kuppen von Basalt und andern Gesteinen vorhanden sind, welche ohne jede Begleitung von Tuffen sich als echte Quellkuppen charakterisieren.

Die hohe Bedeutung, welche den Mineralbildnern für die schließliche mineralogische Zusammensetzung zukommt, macht es erklärlich, daß hin und wieder mineralogisch ziemlich verschieden zusammengesetzte Gesteine chemisch identisch sind, indem aus einem und demselben Magma unter verschiedenen physikalischen Bedingungen verschiedene Mineralkombinationen kristallisieren können. Besonders hervortretend ist diese Bedeutung bei der Betrachtung der basischen Eruptivgesteine, welche von Graniten kontaktmetamorph verändert sind. Die ursprünglich aus dem basischen wasserarmen Schmelzfluß kristallisierten Gesteine werden von den glühenden Mineralbildnern des Granites umkristallisiert, und es treten an Stelle der aus einem gewöhnlichen Schmelzfluß leicht kristallisierenden basischen Plagioklase, des Pyroxens etc. neue Mineralkombinationen, welche bei Gegenwart der Mineralbildner eine vollkommenere Gleichgewichtslage darstellen. So werden basische Eruptive zu Eklogiten, Hornblendegesteinen etc., welche ihren ursprünglichen Charakter oft kaum mehr verraten.

Magmatische Spaltung. Struktur und Zusammensetzung einheitlicher Eruptivkörper sind oft nicht gleichmäßig; häufig kommen innerhalb derselben Partien vor, welche beträchtlich von der Hauptmasse abweichen, aber in sehr bezeichnender Weise mit ihr

durch Übergangszonen verbunden sind. Man bezeichnet diese allgemein als Schlieren. Man unterscheidet: Konstitutionsschlieren, begründet in einer schlierigen Spaltung des ursprünglich einheitlichen Magmas, Ausscheidungsschlieren, d. h. Zusammenhäufungen frühzeitiger Ausscheidungsprodukte, Resorptionsschlieren, entstanden durch lokale Auflösung eingeschlossener Fragmente des Nebengesteins (hierher wohl auch die in zahlreichen Graniten etc. verbreiteten dunkeln „basischen Putzen"), Injektionsschlieren (Schlierengänge), welche man sich durch Bildung von Spalten noch während der letzten Epochen der Gesteinsverfestigung entstanden denkt, in welche Nachschübe schmelzflüssiger Massen erfolgten. Schließlich kann auch der letzte Rest des Schmelzflusses selbst, welcher im allgemeinen durch eine Anreicherung von Mineralbildnern ausgezeichnet ist, sich schlierig und oft in pegmatitähnlicher Form abscheiden; man bezeichnet solche Bildungen auch als Ausschwitzungen oder weniger bezeichnend als hysterogenetische Schlieren.

Die magmatische Spaltung eines Eruptivgesteins erfolgt im großen wie im kleinsten Maßstab. Zahlreiche granitische Massive bestehen keineswegs aus gleichartigen Gesteinen; man beobachtet besonders häufig an stockförmigen Vorkommnissen, daß der Gehalt an Kieselsäure und Alkalien vom Zentrum zum Rande ganz allmählich abnimmt, so daß schließlich, durch alle Übergänge mit dem Granit verbunden, selbst Gabbro als Randzone solcher Massive auftritt. Wie die chemischen Verhältnisse sich ganz allmählich ändern, so geht auch, durch alle möglichen Zwischenglieder verbunden, das saure Orthoklas-Quarzgestein über in ein basisches Aggregat von Plagioklas und Pyroxen, wie dies Fig. 15 im Horizontalschnitt zeigt. Trotz der weitgehenden chemischen und

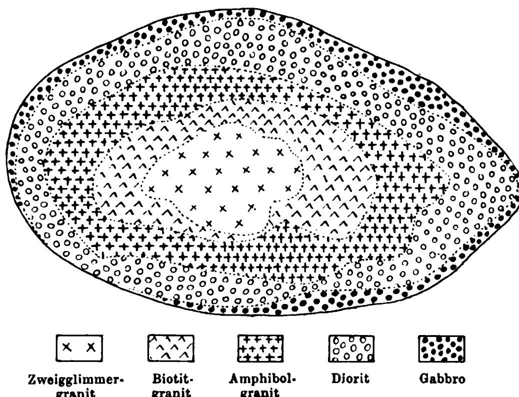


Fig. 15. Magmatische Spaltung eines Granitstockes.

petrographischen Verschiedenheit dieser Gesteine vom Granit des inneren Kernes bezeichnet man sie wegen ihrer geologischen Gleichwertigkeit als Fazies des Granites.

Man beobachtet ferner in einem einheitlichen Eruptivgebiet, einer sog. petrographischen Provinz, daß die zeitlich verschiedenen vulkanischen Ergüsse auch chemisch und petrographisch Unterschiede zeigen, und zwar hauptsächlich in der Weise, daß eine ganz allmähliche Änderung des Magmas vom basischen zum sauern Pol erfolgt. Gerade diese Erscheinung ist eine der Hauptstützen der Stübelschen Theorie, indem sie zu der Annahme führt, daß in einem der supponierten peripherischen Herde magmatische Spaltungsprozesse eingetreten sind, analog zu den geschilderten im granitischen Stock (Fig. 15, S. 51), wo die schwerst löslichen Bestandteile, und das sind in diesem Falle die basischen Silikate, nach den Gesetzen des osmotischen Druckes gegen die Erkaltungsflächen diffundierten und sich dort konzentrierten. So hätte sich auch in dem peripherischen Herd, der das Magmabassin des betreffenden Gebietes darstellte, eine Scheidung vollzogen: die obersten, d. h. die der Erkaltungsfläche zunächst liegenden Partien des Magmas wurden mehr und mehr basisch, nach der Tiefe zu nahm fortgesetzt der Gehalt an Kieselsäure und Alkalien zu. Die später durch Brüche etc. eintretende Entleerung des Bassins erfolgte nun in der Weise, daß zuerst die obersten, dann immer tiefer und tiefer gelegene Teile hervortraten und so entsprechend der Zusammensetzung des Bassins sich auch diejenige der Eruptivgesteine änderte.

Diese letztere Betrachtung steht nun in bemerkenswertem Gegensatz zu den Folgerungen, welche man aus dem spezifischen Gewicht ziehen müßte. Denn die nach obigem sich in den höchsten Niveaus konzentrierenden kieselsäurearmen Schmelzen sind zweifellos spezifisch schwerer als das kieselsäurereiche Magma der Tiefe. Es ist nun eine bemerkenswerte Erscheinung, welche beim Studium der Eruptivgesteine überhaupt beobachtet werden kann, daß in der Anordnung ihrer Gemengteile, auch der so viel schwereren Erze, das spezifische Gewicht keine irgendwie geartete Rolle spielt. Selbst die gewaltigen Erzkonzentrationen von Titaneisen, von Magneteisen oder Chromeisen, ja vermutlich sogar jene von Platin trifft man in gleichmäßig schlieriger Verteilung und nicht etwa als Bodensatz der Eruptivkörper an, wie man nach ihrem physikalischen Verhalten von vornherein vermuten sollte.

In zahlreichen derartigen Fällen verbietet die ganze Beschaffenheit des Eruptivgesteins sowohl wie seiner Schlieren die Annahme, daß zur Zeit der Bildung der letzteren das Magma so zähflüssig war, um eine Sonderung nach

dem spezifischen Gewicht nicht mehr zu gestatten. Es bleibt nur die Annahme, daß andere physikalische Gesetze hier die Wirkung des spezifischen Gewichtes einfach aufgehoben haben, unter welchen, abgesehen vom osmotischen Druck, wohl auch elektrische und magnetische Strömungen in Frage kommen.

Besonderes Interesse verdient diese Erscheinung aber auch deshalb, weil im flüssigen Erdkern selbst zweifellos eine Scheidung nach dem spezifischen Gewicht stattgefunden hat, indem ohne jede Frage der innerste Kern der Erde spezifisch viel schwerer ist als alle Magmen, welche zur Entstehung der uns zugänglichen Eruptivgesteine geführt haben.

Am weitesten gehend sind derartige Spaltungsvorgänge bei gewissen basischen Eruptivgesteinen ausgebildet, bei welchen die Trennung der lichten und der dunkeln Bestandteile öfter eine so vollkommene ist, daß sich eine scheinbare Schichtung einstellt, wie in dem mannigfach ausgebildeten Bändergabbro



Fig. 16. Banded gabbro von der Insel Skye. (Nach A. Geikie.)

(banded gabbro der Engländer, Fig. 16), der oft den Eindruck eines geschichteten Gesteins darbietet. Aber auch Granite zeigen öfter einen derartigen parallel-schlierigen Zerfall, wie er z. B. in den gekröseartig erscheinenden Gneisen von Kuttenberg in Böhmen oder den ähnlich verworrenen schichtigen Phyllitgneisen des Fichtelgebirges hervortritt. Doch scheint bei solchen Vorkommnissen im allgemeinen ein äußerer Anlaß zu derartiger Ausbildung in der Auflösung dünner Schieferblätter des Nebengesteins durch das Eruptiv vorzuliegen, wie sie dann in zahlreichen Vorkommnissen der Bändergneise oder der gebänderten Granulite Sachsens direkt nachweisbar wird.

In andern Fällen beobachtet man magmatische Spaltungen innerhalb von Intrusivmassen, welche auf die äußeren, meist nicht sehr breiten Randzonen beschränkt sind. Besonders weit-

gehend sind diese öfter da, wo kieselsäurereiche Gesteine, z. B. Granite, durch kalkreiche Gesteine hindurchgebrochen sind. Hier kann man manchmal die Aufeinanderfolge der ganzen Serie der Tiefengesteine von dem Granit der Hauptmasse bis zu feldspatfreien Pyroxeniten und Peridotiten verfolgen, wobei allerdings meist recht anomal aussehende Zwischenglieder auftreten und der Übergang von einem Extrem ins andere innerhalb weniger hundert Meter oder in noch sehr viel geringeren Entfernungen sich vollzieht. Es bildete sich zunächst ein an Kieselsäure armes, an Kalk sehr reiches Magma, das unter den gegebenen physikalischen Bedingungen keinen stabilen Gleichgewichtszustand darstellte. Diffusionsvorgänge stellten sich ein, durch welche in erster Linie Alkalien und Tonerde, in zweiter auch der Kalk nach innen strömten, während dagegen Magnesia und Eisen sich in den an Kieselsäure armen Randzonen konzentrierten, bis an jeder Stelle ein gewisser Gleichgewichtszustand hervorgebracht war. Dann entspricht die Reihe der Gesteine mehr oder minder vollkommen der Reihe der normalen Eruptivgesteine von dem unveränderten Granit im Innern bis zu den an Magnesia und Eisen reichen peridotitischen Randzonen. Solche endogene Kontakterscheinungen, welche auf einer Resorption von Bestandteilen beruhen, sind im allgemeinen nicht oder nur sehr schwach angedeutet, wo granitische Gesteine mit Tonschiefern in Berührung kommen, weil dann der Unterschied in der Zusammensetzung zwischen dem auflösenden und dem resorbierten Material sehr viel geringer ist. Indes treten auch hier bei genauerer Untersuchung häufig deutlich die Anzeichen stattgehabter Auflösung des Nebengesteins in einem Gehalt des Eruptivgesteins an Granat, Kordierit, an Tonerdesilikaten oder Korund und Spinell hervor.

Um vieles verbreiteter aber sind gleichfalls auf sehr wenig mächtige Randzonen beschränkte Modifikationen der Eruptivgesteine, welche nicht sowohl in einer durch fremde Substanzen hervorgebrachten Störung des Gleichgewichts im Magma bedingt sind, als vielmehr den chemisch-physikalischen Prozessen zugeschrieben werden müssen, welche die Verfestigung des Magmas selbst beherrschen. Man beobachtet sie ebensowohl bei gewaltigen Intrusivmassen, wie sie die Granite der Zentralalpen darstellen, als bei Gängen von geringer Bedeutung, und auch den oberflächlich ergossenen Laven scheinen sie nicht ganz fremd zu sein.

Man trifft zwei Fälle von entgegengesetztem Charakter: es findet sich am Rande entweder eine Anreicherung der kieselsäure- und alkalireichen Bestandteile, und man bezeichnet solche Modifikationen als Aplit (griech. haploos, einfach, daher wohl besser Haplit): dies ist eine in den Zentralalpen ziemlich verbreitete Erscheinung. Oder aber die an Kalk, Magnesia und Eisen reichen Bestandteile haben sich in schmalen Randzonen konzentriert, und man nennt solche Gesteine wegen des in den betreffenden Vorkommnissen der Granite oft bedeutenden Gehaltes an glänzendem Glimmer Lamprophyr (griech. lampros, glänzend); letztere Erscheinung beobachtet man z. B. an Granitstöcken des Schwarzwaldes. Im ersteren Fall erscheint ein vorherrschend oder ganz aus lichten Mineralien bestehendes Salband, man nennt diese Modifikationen daher auch leukokrat (griech. leukos, weiß; kratos, Übergewicht), im andern ist das Salband dunkler als das Hauptgestein: melanokrat (griech. melas, schwarz).

Der Gegensatz zwischen diesen beiden Formen ist allerdings bis heute in seinen chemisch-physikalischen Grundlagen keineswegs geklärt, er existiert aber zweifellos und spricht sich auch noch in andern Erscheinungen aus, so namentlich im Verhalten der gangförmigen Nachschübe der Intrusivmassen, dem Ganggefolge, das häufig ähnliche und stets im Charakter mit dem Hauptgestein übereinstimmende Spaltungserscheinungen zeigt.

Die Konzentration der aplitischen Spaltungsprodukte in den Randzonen vollzieht sich meist unter gleichzeitiger Konzentration der Mineralbildner, die im allgemeinen sich besonders an den kieselsäure- und alkalireichen Teil des Magmas hängen, wodurch dieser eine besonders leichte Beweglichkeit und Kristallisationsfähigkeit erreicht. Das aplitische Salband gewisser Granitstöcke des Erzgebirges ist sehr grobkörnig, manchmal direkt riesenkörnig entwickelt, ähnlich den Pegmatiten, und man bezeichnet dort solche Ausbildungsformen als Stockscheider. In andern Fällen dokumentiert sich die leichte Beweglichkeit des gespaltenen Magmas in einer ins feinste gehenden Durchtränkung der schieferigen Nebengesteine mit Aplit, welche zur Bildung der sog. injizierten Schiefer führt, in denen wiederum in zahlreichen Fällen eine pegmatitartig grobkörnige Entwicklung des eruptiven Anteils Platz greift, wie dies z. B. in den „Gneisen" des Bayrischen Waldes hervortritt.

Ähnliche Erscheinungen trifft man auch an Gängen von Quarzporphyr, deren Salband nicht, wie von vornherein wegen der rascheren Erstarrung zu erwarten wäre, glasreicher, sondern im Gegenteil kristallinischer als die Hauptmasse des Ganges geworden ist. Eigentliche, rein körnige Salbänder von Quarzporphyrgängen, welche die aplitische Beschaffenheit deutlich hervortreten lassen, sind nicht allzu selten, man trifft sie z. B. in weiterer Verbreitung in der Gegend von Regensburg.

Das Ganggefolge. Die geologische Bedeutung dieser Spaltungsvorgänge im eruptiven Magma ergibt sich auch aus der Betrach-

tung der gangförmigen Bildungen, welche als Nachschübe von schmelzflüssigen Massen aus der Tiefe anzusehen sind, die demselben Magmaherd entstammend im direkten Gefolge zahlreicher vulkanischer Intrusionen auftreten. Dieses Gefolge läßt sich gliedern in die Pegmatite (griech. pegma, das Zusammenbefestigte), in Gänge von normaler Zusammensetzung, aschiste Gänge (griech. aschistos, ungespalten), und in Spaltungsgesteine, diaschiste Gänge (griech. diaschistos, gespalten) oder Schizolithe von aplitischem resp. lamprophyrischem Charakter.

Seitdem Rosenbusch die Reihe der Ganggesteine als gleichwertige Gruppe zwischen die beiden Extreme der Tiefengesteine und Ergußgesteine eingeschoben hat, ist dieser Serie meist sehr untergeordneter, aber dafür um so abwechslungsreicher Gesteine von seiten der Petrographen große Aufmerksamkeit gewidmet worden. Man kann sagen, daß der größere Teil der modernen petrographischen Literatur diesen „Ganggesteinen“ gewidmet ist, und daß von den zahlreichen neuen Namen mindestens vier Fünftel sich auf Gesteine dieser Gruppe beziehen. Die durch lokale Modifikationen der chemisch-physikalischen Verhältnisse eintretende Spaltungsfähigkeit der Schmelzflüsse ist eine ganz außerordentliche, aber es sind dies auch zum großen Teil rein lokale Vorkommnisse, häufig von so untergeordneter Bedeutung, daß sie den Namen Gestein in der weiter oben gegebenen Definition überhaupt nicht verdienen.

Es ist zweifellos, daß unter den gangförmigen Vorkommnissen vor allem bei den alkalireichen Gesteinen eine zu eingehendem Studium reizende großartige Variabilität vorhanden ist, und speziell die Natrongesteine besitzen die Fähigkeit, sich in Teilmagmen zu zerlegen, welche zu den allermannigfachsten Mineralkombinationen führen, die, so interessant sie an sich auch sein mögen, für die Gesamtheit der Erscheinungen ohne jede Bedeutung sind. Es sind lokale Mineralkombinationen, weit untergeordneter in ihrer Bedeutung als zahlreiche Erzformationen, die man doch auch nicht zu den Gesteinen rechnet. Wenn nun die neuere petrographische Literatur sich bemüht, diese mehr oder minder zufälligen Erscheinungen als charakteristische Typen hinzustellen, und jedes dieser Vorkommnisse mit einem besondern Namen bezeichnet, so geht dabei nur zu leicht das Gefühl für die Bedeutungslosigkeit derselben in Bezug auf die Gesamtheit verloren. Es ist zwar eine Erscheinung, welcher eine gewisse Wichtigkeit nicht abgesprochen werden kann, daß sich im allgemeinen die Spaltungsfähigkeit des eruptiven Magmas in dem Ganggefolge in viel ausgedehnterem Maße äußert als in den mächtigen Körpern der Tiefen- resp. Ergußgesteine selbst, in welchen derartig weit gehende Spaltungen immerhin zu den Ausnahmen zählen; es ist ferner nicht zweifelhaft, daß die meist in wenig mächtigen Körpern bald in der Tiefe bald näher der Oberfläche zur Verfestigung gekommenen „Ganggesteine“ in gewissem Maße die Eigenschaften der Tiefengesteine mit jenen der Ergußgesteine verbinden; so finden wir namentlich in weiter Verbreitung bei ihnen die porphyrische Struktur ebensogut ausgeprägt wie bei typischen Ergußgesteinen, während die charakteristischen Resorptionserscheinungen an Hornblende und Biotit fehlen, wie

diese Mineralien sich auch in hohem Maße an der Zusammensetzung der Grundmasse beteiligen. Sie zeigen eben dadurch die eigenartigen Bedingungen ihrer Bildung an, einen ziemlich raschen Wechsel in den physikalischen Verhältnissen, welcher durch die untergeordnete Größe des Vorkommnisses bedingt ist, während gleichzeitig die mineralbildenden Agentien in dem Magma bis zu seiner völligen Verfestigung erhalten blieben. Besonders prägnant tritt diese Zwitterstellung bei gewissen hierher gehörigen Vorkommnissen hervor, welche allerdings Rosenbusch nicht in der Gruppe der Ganggesteine aufführt, den Pechsteinen, die infolge der raschen Abkühlung glasig erstarrt sind und dabei den Gehalt an mineralbildenden Agentien in fester Lösung aufbewahrt haben.

Dazu kommt noch, daß der Name, welchen Rosenbusch gewählt hat, den Verhältnissen keineswegs entspricht. Trifft man doch zahlreiche, wenn auch durchaus nicht alle Typen der „Ganggesteine“ auch in anderer als gangförmiger Lagerung, so als lokale Fazies von Tiefen- wie von Ergußgesteinen, und ebenso treten fast alle Typen dieser letzteren beiden Gesteinsgruppen lokal auch gangförmig auf, ohne in Struktur oder Zusammensetzung irgend eine Abweichung vom normalen Charakter der Tiefen- oder Ergußgesteine zu zeigen. Es mag hier nur an die mit echten Gangapliten übereinstimmende Randfazies granitischer Massive hingewiesen werden oder auf das Vorkommen von gangförmigen Bildungen von Granit oder Quarzporphyr, die in der Gruppe der „Ganggesteine“ von Rosenbusch keinen Platz finden.

Die den tatsächlichen Verhältnissen keineswegs entsprechende Benennung dieser Gruppen versuchte Brögger dadurch zu verbessern, daß er sie gegenüber der Reihe seiner abyssischen oder Tiefengesteine als hypabyssische (griech. hypo, einigermaßen) abtrennte. Dieser Name entspricht wohl dem geologischen Vorkommen der in Betracht kommenden Gesteine besser, der Kern der Sache aber, die mangelnde Gleichberechtigung mit den beiden übrigen Gruppen der Eruptivgesteine, wird dadurch nicht berührt. Die Komplikation der modernen petrographischen Nomenklatur und Systematik ist durch diese unberechtigte Abtrennung bedingt, und die Hervorhebung der am meisten untergeordneten Erscheinungen, welche sich auf Grund dieser Einteilung entwickelt hat, bedeutet die Gefahr, daß die Übersicht über die wirklich wichtigen Gesichtspunkte in der Systematik verloren geht.

Soweit es sich um normal zusammengesetzte aschiste Gänge handelt, sind die Erscheinungen kaum abweichend von jenen der Tiefen- resp. Ergußgesteine, und die Eigentümlichkeiten der diaschisten oder Spaltungsgänge sind gleichfalls nicht von solcher Bedeutung, daß sie nicht ohne irgend welche Störung des Zusammenhanges mit den entsprechenden Haupttypen zusammen abgehandelt werden könnten.

Alles in allem betrachtet, erscheinen gewisse Abweichungen in der Gruppe der Ganggesteine gegenüber von Tiefen- resp. Ergußgesteinen; diese Abweichungen treten bei den Spaltungsgesteinen stärker hervor als bei den normalen Gängen, sind aber zweifellos nicht von so tief greifender Bedeutung, um die Einschaltung einer eigenen Abteilung in der Systematik der Eruptivgesteine zu rechtfertigen, zumal noch dazu der Name „Ganggesteine“ recht unglücklich gewählt erscheint, da weder alle gangförmig auftretenden Vorkommnisse noch auch nur solche die besondern petrographischen Merkzeichen an sich tragen.

Von diesen Nachschüben sind die Pegmatite gewöhnlich die ersten, welche schon während der letzten Periode der Kristallisation des Hauptgesteins auf Kontraktionsspalten in dasselbe eindringen, was hauptsächlich daraus hervorgeht, daß die Mineralien des Ganges nicht selten Fortwachsungen der Bestandteile des Intrusivgesteins selbst darstellen, und daß infolgedessen keine scharfe Grenze zwischen beiden vorhanden ist. Die ganze Art der Ausbildung der Pegmatite beweist, daß sie nicht aus normalen Schmelzflüssen hervorgegangen sind; eine genauere Besprechung ihrer genetischen Verhältnisse wird bei den postvulkanischen Prozessen gegeben werden.

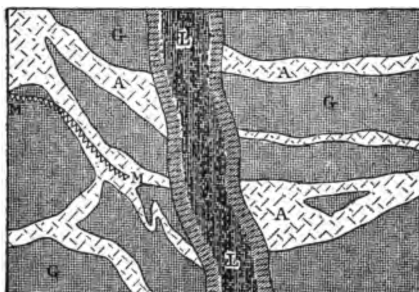
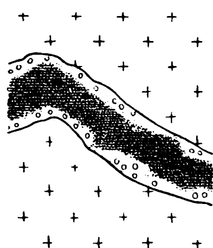
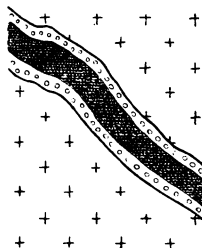


Fig. 17. System annähernd paralleler Aplitgänge (A), durchsetzt von Lamprophyr (L) mit granitischen Salbändern im Zentralgranit (G). Untersulzbachkees am Großvenediger.

Was die andern Nachschübe betrifft, so gehen im allgemeinen die aplitischen Gänge den Lamprophyren voraus; bei den Massiven mit melanokratem Salband stellt sich dagegen die umgekehrte Reihenfolge ein. Die Aplite, ursprünglich leichtbewegliche Magmen, verästeln sich in der mannigfachsten Weise, die Lamprophyre bilden meist breitere, stumpf endigende Gänge (Fig. 17). Die Erscheinungen der magmatischen Spaltung setzen sich schließlich in den Gängen fort, und es entstehen die sog. zusammengesetzten Gänge oder Doppelgänge (engl. composite dykes), in welchen Aplit und Lamprophyr teils ineinander verlaufend, wie in Fig. 18, teils scharf voneinander getrennt erscheinen, wie in Fig. 19. Die Anordnung der beiden Teilmagmen ist dann stets dieselbe wie im Hauptmassiv selbst und dementsprechend bald der Aplit am Salband





Granit — Aplit — Lamprophyr

Fig. 18. Fig. 19.

Gemischter Gang.

Aplit und Lamprophyr

allmählich ineinander verlaufend. — scharf gegeneinander abgegrenzt.

vorhanden, wie in den Figuren 18 und 19, bald bildet der Lamprophyr die Randzone.

Petrographische Provinzen. Betrachten wir endlich in einem einheitlichen Eruptivgebiete die Reihenfolge, in welcher die einzelnen Intrusionen und Eruptionen aufeinander gefolgt sind, so ergeben sich besonders bemerkenswerte Gesetzmäßigkeiten, welche, wie schon angeführt wurde, am ungezwungensten durch die Annahme eines abgeschlossenen Magmabassins in der Tiefe erklärt werden könnten, in dem sich durch Diffusion Spaltungsvorgänge entwickelt haben. Die zusammengehörigen Gesteine eines solchen Eruptivgebietes, einer petrographischen Provinz, zeigen daher eine gewisse Blutsverwandtschaft, welche durch das konstante Auftreten oder Hervortreten gewisser chemischen Bestandteile gegeben ist.

Es erscheint ungemein schwierig, diese Erscheinungen der „Blutsverwandtschaft“ der Eruptivgesteine eines Gebietes und ihre abweichende Beschaffenheit von denjenigen eines andern benachbarten einigermaßen annehmbar zu deuten, wenn man die gesamten Erscheinungen des Vulkanismus als eine direkte Äußerung des noch flüssigen Erdkerns ansehen will. Dieselbe Schwierigkeit steht bei der gleichen Voraussetzung auch dem Verständnis der allmählichen und gesetzmäßigen Änderung der Zusammensetzung der Produkte des Vulkanismus in den verschiedenen Perioden seiner Tätigkeit entgegen.

Man würde kaum eine andere Lösung des Rätsels finden können als durch die Annahme einer großen Inhomogenität des flüssigen Erdkerns selbst, dessen einzelne, durch Spaltung auseinander hervorgegangene Sektionen einander verhältnismäßig selbständig gegenüberstehen würden, wobei die nacheinander an die Oberfläche dringenden Schmelzmassen verschiedenen Zonen des noch flüssigen Erdkerns entstammen würden. Bei der so außerordentlich scharf hervortretenden Erscheinung der petrographischen Provinzen scheint diese Hypothese ungemein wenig prägnant; aber die Anschauung, daß die vulkanische Tätigkeit unserer Zeit noch in direktem Zusammenhang mit dem flüssigen Erdkern steht, schließt die Annahme nicht aus, daß außerdem lokal in der Erdkruste vom Kern selbst mehr oder minder abgetrennte Magmabassins vorhanden sind, in denen sich so die angedeuteten Diffusionen vollziehen.

Es ist zweckmäßig, in diesem Zusammenhang zu betonen, daß, so wohlcharakterisiert die petrographischen Provinzen in mehreren Gebieten sind, sie doch nur eine lokale Bedeutung haben gegenüber der universellen, welche z. B. den einheitlichen und auf der ganzen Erde so gleichmäßigen granitischen Intrusivmassen zukommt. So würde auch diese Erscheinung eine annehmbare Erklärung finden, welche sich nicht völlig mit der Stübelschen Theorie deckt.

Eine der am besten studierten und am vollkommensten ausgebildeten petrographischen Provinzen ist das Becken von Kristiania in Norwegen, wo die der Natronreihe angehörige Eruptivserie eine besonders gesetzmäßige Reihenfolge erkennen läßt. Die ältesten Bildungen sind dort an Kieselsäure und Alkalien arme Diabase, welchen immer natronreichere Gesteine folgen bis zu den Nephelinsyeniten mit 11,5 % Na_2O, während Magnesia und Eisen und ebenso auch der Kalk abnehmen. Die weiter folgenden Serien zeigen mit steigender Kieselsäure eine allmähliche Zunahme von Kali auf Kosten von Natron, bis eigentliche Granite mit 2,5 % Na_2O und 7 % K_2O neben 75 % Si_2O_2 hervorgegangen sind. Den Schluß bilden wiederum Diabase, welche den ersten ähnlich sind. Brögger nimmt zur Erklärung dieser Erscheinungen in der Tiefe ein gemeinsames Magmabassin, einen peripherischen Herd an, in dem die Diffusion zu weitgehender Spaltung geführt hat, wobei die schwer löslichen Bestandteile an der Abkühlungsfläche, d. h. der Oberfläche des Bassins, konzentriert und hier zum Teil fest wurden. Durch Einbrüche sanken die überlagernden Schichten ein und preßten die obersten Teile des Schmelzflusses durch Spalten empor. Später folgende Einsenkungen bewirkten in ähnlicher Weise die Entleerung tieferer Teile des Bassins, in welchem mehr und mehr die schwer löslichen Bestandteile zurücktraten, bis schließlich in dem Granit eine Konzentration der am leichtesten löslichen Bestandteile vorliegt. Eine letzte Senkung brachte dann noch den letzten Bodensatz des Magmabassins herauf, welcher wiederum sehr basische Zusammensetzung hat.

Im Gegensatz zu diesen gesetzmäßigen Änderungen steht eine Erscheinung, welche man gleichfalls in weiterer Verbreitung beobachtet kann: daß ausschließlich die beiden äußersten Glieder der Reihe, die sauersten und die basischsten, vorhanden sind, während die intermediären fehlen. Dies führte zu der Ansicht, daß die magmatischen Spaltungsprozesse überhaupt nicht mit einer Diffusion zusammenhängen, sondern vielmehr Erscheinungen der Seigerung sind. Ebenso wie zahlreiche Flüssigkeiten nur oberhalb einer bestimmten Temperatur miteinander in beliebigem Verhältnis sich mischen lassen, unterhalb derselben aber eine mit der Abnahme der Temperatur stetig geringer werdende gegenseitige Lösungsfähigkeit aufweisen, sollen auch die als gemischte Flüssigkeiten betrachteten Magmen nur bei sehr hoher Temperatur beliebig mischbar sein. Von diesem Standpunkt aus erscheint das vulkanische Magma nicht mehr als eine Lösung von Salzen, in welcher bestimmt konstituierte Verbindungen gelöst sind, sondern als ein Gemenge von Flüssigkeiten, deren jeder eine bestimmte chemische Zusammensetzung zukommen würde. Die Spaltungserscheinungen müßten dann schließlich auf eine Reihe von einfachen Flüssig-

keiten führen, entsprechend der sog. Kerntheorie Rosenbuschs, welche im folgenden erörtert wird.

Betrachten wir die Gesamtheit der Spaltungserscheinungen im eruptiven Magma, so ergibt sich, daß sich solche sowohl in den ausgestoßenen Massen als in den anzunehmenden peripherischen Herden der Tiefe einstellen können. Verhältnismäßig selten sind Spaltungserscheinungen in oberflächlich ergossenen Gesteinen, häufig in Gängen und namentlich in Intrusivmassen (lakkolithische Spaltung von Brögger). Aber das Ganggefolge wie die gesetzmäßigen Änderungen der Massenergüsse einer petrographischen Provinz weisen auf zwei weitere Arten magmatischer Spaltungen in der Tiefe hin (abyssische Spaltung), von welchen die eine das gesamte Magma des inneren Herdes differenziert, während die andere jedes dieser Teilmagmen weiter zerspaltet, und so folgt jedem der Hauptergüsse wieder das Ganggefolge nach.

Theorien über die magmatische Spaltung. In den Anfangsstadien der Entwicklung petrographischer Studien entgingen die chemischen Gesetzmäßigkeiten der Eruptivgesteine den Forschern keineswegs, dieselben wurden aber zu einseitig betrachtet, indem in erster Linie der Gehalt an Kieselsäure verglichen wurde und so alle denkbaren Übergänge zwischen den basischsten und den sauersten Gliedern gefunden werden konnten. Darauf beruht die älteste wissenschaftlich begründete Theorie über dieses Thema, jene Bunsens, welcher im Gegensatz zu der magmatischen Spaltung eine Mischung zweier entgegengesetzten Schmelzflüsse annahm, des normaltrachytischen (I) und des normalpyroxenischen (II), deren Zusammensetzung folgende Tabelle gibt:

	I	II
SiO_2	76,67	48,47
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	14,23	30,16
CaO	1,44	11,87
MgO	0,28	6,89
K_2O	3,20	0,65
Na_2O	4,18	1,92.

Bunsen nahm an, daß diese beiden Magmen in getrennten Bassins in der Tiefe vorhanden seien, und daß durch beliebige Mischung derselben zunächst die Gesteine Islands, die er genauer untersucht hatte, erklärt werden könnten. Die eingehendere Forschung hat bewiesen, daß die Verhältnisse durchaus nicht so einfach liegen, und daß selbst die sehr gezwungene Annahme einer

größeren Anzahl von Endgliedern keine einfache Deutung gestattet. An Stelle der Mischung kam man zur magmatischen Spaltung.

Die modernen Theorien über Spaltungsprozesse im schmelzflüssigen Magma lassen einen gewissen Unterschied erkennen, je nachdem man das Magma als eine gemischte Salzlösung oder aber als ein Gemenge bestimmt konstituierter Flüssigkeiten betrachtet. Im ersteren Falle sind wohl die gesteinsbildenden Mineralien die gelösten Salze, während die Mineralbildner in erster Linie als Lösungsmittel fungieren. Die Prozesse der magmatischen Spaltung werden zur Konzentration bestimmter Mineralien des Gesteins führen, wenn nicht infolge der Dissoziation der Salze in der Lösung unter bestimmten physikalischen Bedingungen die verschiedenen Bestandteile des Moleküls getrennt werden. Die Spaltungsprodukte werden also in der Hauptsache mineralisch analog zusammengesetzt sein mit dem Stammagma, und die Spaltung kann im fortgeschrittensten Stadium die Ausbildung einfacher, nur aus einem Mineral bestehender Spaltungsprodukte hervorbringen.

Etwas modifiziert erscheint diese Hypothese in der Kerntheorie von Rosenbusch. Die wichtigsten der „Kerne" sind: $(NaK)AlSi_2$, $CaAl_2Si_4$, RSi, R_2Si, RAl_2 und endlich Si, von welchen ein großer Teil mit der Zusammensetzung gesteinsbildender Mineralien übereinstimmt.

Rosenbusch nimmt an, daß der erste dieser Kerne fast rein in den Foyaiten (Magma φ) vorkommt, mit dem letzten gemischt im Granit (Magma γ); die Kerne RSi und R_2Si finden sich in den Peridotiten (π). Wenn der Kern $(NaK)\ AlSi_2$ mit $CaAl_2Si_4$ sich mischt, so entstehen die granitodioritischen (δ) und die Gabbromagmen (ψ), während endlich die nephelinreichen Plagioklasgesteine, die Theralithe (ϑ), aus fast allen obigen Kernen gemischt wären.

Ausgehend von der wasserfrei auf 100 % ausgeglichenen Analyse, berechnet sodann Rosenbuch die Molekularproportionen des Gesteins; die Summe derselben gibt die Zahl der in der Gewichtseinheit des Gesteins vorhandenen Moleküle, welche er als „Zahl" schlechtweg bezeichnet, die das Charakteristische aufweisen soll, daß sie bei den Eruptivgesteinen im allgemeinen abgerundet 150 beträgt. Aus dieser Zahl berechnet sich die Atomzahl in der Gewichtseinheit des Gesteins, *A. Z.*, und die Zahl der Metallatome, *M. A. Z.*, welch letztere besondere Bedeutung haben soll. Aus der Berechnung einer großen Anzahl von Analysen leitet Rosenbuch den Satz ab, daß unter den natürlichen Schmelzflüssen in der Regel sich nur solche finden, welche in der Gewichtseinheit

ca 150 Moleküle und 180 Metallatome enthalten. Indes verlieren diese theoretischen Betrachtungen an Bedeutung, wenn man die Resultate der Analysen selbst genauer betrachtet, wie auch im übrigen die für so typisch gehaltenen Verhältniszahlen wegen ihrer Gleichheit für außerordentlich weit abweichende in den Gesteinen verbreitete Verbindungen kein allzu hohes Gewicht beanspruchen können.

Analoge Versuche der Erklärung wurden auch von anderer Seite gemacht, wie es scheint, mit noch weniger Erfolg, da eben die chemischen Verhältnisse der Eruptivgesteine zu kompliziert sind, um sich den angenommenen einfachen Verhältnissen zu fügen, und außerdem all diese Betrachtungen stets zu viele subjektive Hypothesen enthalten. Auch die Theorien, welche von einer Mischung verschiedener Flüssigkeiten ausgehen, welche durch Spaltung entmischt wurden, haben nicht viel zur Klärung der Frage beigetragen; dieselben sind, im Grund genommen, nichts anderes als eine einfache Umkehrung der Bunsenschen Theorie.

Soweit die Verhältnisse sich heute überblicken lassen, können wir zwar die Grundzüge der magmatischen Spaltungsvorgänge ziemlich klar verfolgen, sobald wir aber den Versuch machen, die Prozesse im einzelnen zu analysieren, finden wir, daß die Verhältnisse viel komplizierter sind als bei den experimentellen Untersuchungen im Laboratorium, und daß stets mehrere parallel laufende chemisch-physikalische Prozesse die exakte Verfolgung der Einzelvorgänge bei der magmatischen Spaltung erschweren.

Piëzokristallisation. Außer den schon betrachteten Faktoren scheinen in einzelnen Fällen bestimmte geologische Verhältnisse modifizierend auf die Ausscheidung der Mineralien aus dem Schmelzfluß einzuwirken.

Speziell charakteristisch sind die Erscheinungen zentralalpiner Granite im Vergleich mit normalen Graniten. Normale Granite sind richtungslos körnige Gesteine, deren bestimmt charakterisierte granitische Struktur im höchsten Grade bezeichnend ist, und die in frischem Zustande aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer bestehen. Betrachten wir dagegen eines der typischen granitischen Zentralmassive der Alpen, so finden wir zwar im Kern desselben gleichfalls meist vorherrschend eine richtungslose Struktur, die aber gegen die Randzonen zu mehr und mehr einer Parallelstruktur und schließlich einer eigentlichen Schieferstruktur Platz macht, indem die Glimmerblättchen, die im Zentrum richtungslos angeordnet sind, sich parallel orientieren und im allgemeinen vertikal stellen auf die Schubrichtung, welche die Alpen gefaltet hat. Die Beschaffenheit der richtungslosen zentralen Teile und diejenige der schieferigen Randzonen, welch letztere man als Gneis bezeichnet hat, ist, abgesehen von der parallelen Anordnung des Glimmers, in

jeder Beziehung völlig übereinstimmend. Das äußere Aussehen und noch mehr das mikroskopische Bild all dieser Gesteine weist gegenüber normalen Graniten viele Abweichungen auf, welche aber unmöglich als sekundäre Erscheinungen angesehen werden können.

Wir beobachten z. B., daß der Biotit der infolge der raschen Erosion des Hochgebirges von Verwitterung absolut nicht berührten Gesteine parallel mit Chlorit verwachsen zu sein pflegt, welcher scharf an dem frischen Biotit absetzt und ein ganz anderes Bild darbietet als die unter Trübung des Glimmers vor sich gehende sekundäre Chloritbildung, die in sonstigen Graniten so weit verbreitet ist. Der Plagioklas, der in dünnen Schliffen aus absolut frischer, durchsichtiger Substanz besteht, ist erfüllt von scharf ausgebildeten Mikrolithen von Klinozoisit, Granat, auch von Kaliglimmer und Sillimanit, welche ohne jede kristallographische Orientierung eingewachsen und oft so massenhaft vorhanden sind, daß ein dickerer Schliff das Mineral trübe und undurchsichtig erscheinen läßt. Wo eine deutlich ausgebildete Parallelstruktur vorhanden ist, häufen sich die zuletzt genannten Mineralien auch mit dem Glimmer zu den abtrennenden Häuten zusammen. Des ferneren zeigen die Feldspatkristalle, Plagioklas sowohl wie Orthoklas, häufig Zerbrechungen, welche durch die „Mutterlauge" des Gesteins, d. h. durch Quarz und Feldspat wieder verheilt sind, und der Quarz endlich läßt weitgehende innere Störungen erkennen, die typische Kataklasstruktur. Durch alle diese Modifikationen ist natürlich das Bild der granitischen Struktur stark verwischt. Treten in diesen Gesteinen größere Einsprenglinge von Feldspat auf, so sind es im allgemeinen keine wohlumgrenzten, beliebig orientierten Kristalle, wie in den normalen Granitporphyren, sondern alle Einsprenglinge liegen mit ihrer Tafelfläche parallel der Schieferung des Gesteins und sind zu linsenähnlichen Gebilden geworden, deren Rand meist aus feinkörnigen Aggregaten besteht und die nach ihrer charakteristischen Erscheinung im Querschnitt zu dem Namen der Augengneise Veranlassung gegeben haben (Fig. 20).

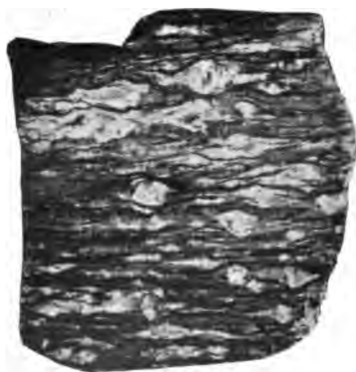


Fig. 20. Porphyrischer Zentralgranit (Augengneis). Scaradrapaß, Graubünden. (1/2 nat. Gr.)

Man hat ja wohl versucht, all diese Eigenschaften zentralalpiner Granite auf sekundäre, durch den Gebirgsdruck und durch Verwitterung hervorgebrachte Veränderungen zurückführen, und die Vertreter des Dynamometamorphismus (griech. dynamis, Kraft; metamorphosis, Veränderung) gehen von der Anschauung aus, daß die Zentralgranite ursprünglich als normale Granite von richtungsloser Struktur sich aus dem Schmelzfluß verfestigt haben. Erst in späteren Perioden wären durch die gebirgsbildenden Prozesse die strukturellen und mineralogischen Änderungen vor sich gegangen, wobei

dem Gebirgsdruck als solchem die Gesamtheit der chemischen und physikalischen Gesteinsmodifikationen zugeschrieben wurde.

Dabei wird zum Teil eine Umlagerung in festem Zustand, eine Paramorphose durch einfache Druckwirkung ohne weitere Agentien angenommen oder der bei den Bewegungen frei werdenden Wärme oder endlich der sog. Gebirgsfeuchtigkeit eine bestimmende Rolle zugeschrieben. Speziell bei der letzten von Becke eingehender begründeten Theorie soll die meist nur Bruchteile eines Prozentes umfassende Feuchtigkeit auf den Poren des Gesteins als konzentrierte Lösung aller Gesteinsbestandteile fungieren, welche nach dem im IX. Abschnitt näher zu besprechenden Rieckeschen Prinzip eine Auflösung der Gesteinsbestandteile in der Richtung des Druckes und ein gesteigertes Fortwachsen derselben in der dazu senkrechten Richtung hervorgebracht und dadurch neben andern Modifikationen die Schieferstruktur bewirkt hätte. Die genauere Begründung dieser Theorie mag im IX. Abschnitt nachgesehen werden; hier soll nur die äußerst geringe Wahrscheinlichkeit hervorgehoben werden, welche derselben innewohnt. Noch viel weniger aber läßt sich eine solche eingreifende Umlagerung im festen Gestein ohne Zuhilfenahme eines lösenden Agens plausibel machen, und eine Temperaturerhöhung durch die gebirgsbildenden Prozesse allein, welche bis zu einer, wenn auch nur partiellen Schmelzung geführt hätte, erscheint noch viel unwahrscheinlicher.

Betrachten wir die Unterschiede in der Beschaffenheit des Zentralgranits gegenüber andern Graniten im einzelnen, so treffen wir zwei Gruppen anomaler Erscheinungen. Eine derselben ist bedingt in der mineralischen Zusammensetzung, in dem Auftreten des hydroxylreichen Chlorits, in dem massenhaften Vorhandensein spezifisch schwerer Kalktonerdesilikate, welche, wie Granat und Klinozoisit, besonders die Plagioklase erfüllen, die an sich ärmer an Kalktonerdesilikat sind als in normalen Graniten. Und ebenso wie die Verbindung des Biotits mit dem Chlorit die beiden Mineralien als durchaus gleichwertige Bildungen erscheinen läßt, sind auch Granat und Klinozoisit in einer Ausbildung und Verteilung im frischen Plagioklas eingewachsen, welche nur bei der Annahme einer primären Verbindung beider erklärbar ist. Die andere Gruppe von Unterschieden ist begründet in der Struktur der Zentralgranite: es ist vor allem die parallele Anordnung der Glimmerblättchen, welche die besonders in den Randzonen der Massive hervortretende Schieferstruktur der Gesteine bedingt, ferner die Zerbrechung und Zertrümmerung der Hauptbestandteile, die meist durch die ganzen Eruptivkörper hindurch in den schieferigen wie in den nicht schieferigen Gesteinen verfolgt werden kann. Da man nun derartig beschaffene Gesteine nur in stark dislozierten Gebieten kennt, wird man nicht mit Unrecht einen Zusammenhang zwischen der Dislokation selbst und der eigenartigen Ausbildung der Gesteine suchen.

Es entsteht somit die Frage: wie verhält sich ein erstarrendes Magma, wenn während seiner Verfestigung besonders intensive Spannungserscheinungen vorhanden sind? Der das Gebirge faltende Druck ist in einer bestimmten Richtung orientiert und preßt in dieser den schmelzflüssigen Kern zusammen. Die Glimmer-

blättchen, welche sich zuerst aus dem Magma ausschieden, werden in den Randzonen des dickflüssigen Magmas eine orientierende Wirkung des Druckes erfahren und sich senkrecht zu dessen Richtung stellen. Bekanntlich pflanzt sich aber durch eine Flüssigkeit der orientierte Druck nicht auf weitere Entfernung fort, sondern er wird zur richtungslosen Spannung, d. h. bei weiterer Entfernung von der Grenze geht die parallele Lagerung der Glimmerblättchen verloren, und das Gestein nimmt mehr und mehr richtungslose Struktur an.

Die ganze erstarrende Masse aber steht unter ungemein bedeutender Spannung, welche das unter den gegebenen Verhältnissen denkbar kleinste Molekularvolumen der kristallisierenden Mineralien hervorzubringen bestrebt ist. Ein Teil des Wassers, mit dem der Schmelzfluß gesättigt ist, tritt unter diesen Druckverhältnissen trotz der erhöhten Temperatur in die Konstitution einzelner Mineralien ein, welche unter normalem Druck im Schmelzfluß nicht bestandfähig sind; die Plagioklase zerfallen im Moment ihrer Kristallisation in spezifisch schwere Kalktonerdesilikate, welche von dem Rest des Feldspats umhüllt werden. So bildet sich mehr und mehr ein zusammenhängendes Gerüste, in dessen Zwischenräumen die Mutterlauge des Granites noch flüssig ist. Der Druck und die dadurch bedingten Verschiebungen bringen nun mannigfache Zerbrechungen der spröderen Gemengteile hervor, und die Mutterlauge ergießt sich in die so gebildeten Risse, bis endlich das kompakte Gestein mit seiner abweichenden Beschaffenheit fertig ist.

Haben sich aus dem Schmelzfluß größere taflige Kristalle von Feldspat ausgeschieden, solange die Masse noch einigermaßen flüssig war, so stellen auch diese sich in den Randzonen senkrecht zur Richtung des Druckes und werden von den sich parallel anordnenden Glimmerblättchen umhüllt, welche sich wie Muschelschalen um dieselben herumlegen und ihre kristallographische Endausbildung verhindern. Die Einsprenglinge nehmen so die linsenförmige Gestalt an, wie sie für die Augengneise bezeichnend ist, und die äußersten Ränder der Linsen werden schließlich von einem aus der Mutterlauge kristallisierenden Reste ergänzt.

Sind endlich Schlieren in einem solchen Schmelzfluß vorhanden, wie die in den Graniten der Zentralalpen so weit verbreiteten „basischen Putzen“, so werden auch diese in den Randzonen senkrecht zur Richtung des Druckes langgezogene Lagen bilden,

welche nach dem Zentrum zu beliebige, in dem speziellen Falle rundliche Form annehmen. So erklären sich alle an den Graniten der Zentralalpen auftretenden Eigentümlichkeiten aus einem während der Kristallisation des Gesteins wirkenden mächtigen Seitendruck, man bezeichnet daher all diese Verhältnisse zusammenfassend mit dem Ausdruck Piëzokristallisation (griech. piëzo, drücke zusammen). Fig. 21 gibt einen schematischen Durchschnitt durch ein solches lagerartig auftretendes zentralalpines Granitmassiv, welches mannigfache Apophysen in die umgebenden Schiefer aussendet, und dessen strukturelle Änderungen vom Rande zum Zentrum in der Skizze gekennzeichnet sind.

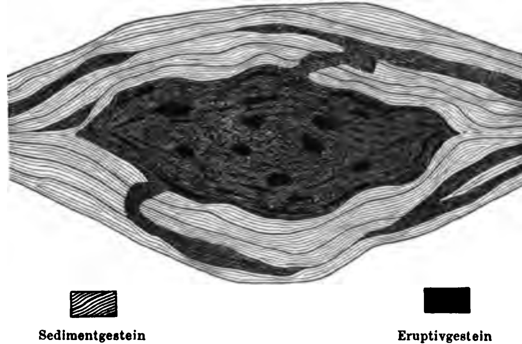


Fig. 21. Zentralalpines Granitmassiv mit lagerartigen Apophysen im Querschnitt.

In dem lagerartig quer zur Schubrichtung eingeschalteten Granitmassiv selbst verläuft die Parallelstruktur übereinstimmend mit der Umgrenzung. In den gangförmigen Abzweigungen dagegen ebenso wie in Stöcken und unter sonstigen Lagerungsverhältnissen, bei welchen die Schichten durchbrochen werden, ist ein solcher Zusammenhang nicht zu erkennen, da eben die Orientierung der Glimmerblättchen nicht von der Umgrenzung des Eruptivkörpers, sondern von der Richtung des Druckes abhängig ist.

Einen direkten Beweis dafür, daß die Parallelstruktur der zentralalpinen Granite nicht erst lange nach der Verfestigung der Gesteine sekundär hervorgebracht wurde, wie dies die Theorie des Dynamometamorphismus annimmt, bildet das in Fig. 22 abgebildete Gerölle der Isar. Dasselbe besteht aus einer Platte eines aplitischen Ganges, auf welchem ein Höcker von parallelstruiertem Zentralgranit aufsitzt. Der im allgemeinen glatt abgescheuerte Aplit zeigt parallel zur


Fig. 22.
Gerölle aus der Isar bei Tölz.

Schieferung des Granites zahlreiche, oft eng gescharte Rinnen, in welchen häufig noch Biotitblättchen senkrecht zur Oberfläche in den Aplit eingewachsen sind. Er bietet so eine getreue Abformung der Wände der Kluft, in welche sich einst das schmelzflüssige aplitische Magma ergossen hat, und es folgt daraus, daß der Zentralgranit schon schieferig gewesen sein muß, als der genetisch und zeitlich ihm so nahe stehende Aplit empordrang.

Die Theorie der Piëzokristallisation setzt eine enge Verbindung zwischen der Intrusion des Zentralgranits und einer Periode gewaltiger Faltung der Alpen voraus. Man hat sich aber im Gegensatz dazu heute gewöhnt, Gebirgsbildung und Vulkanismus als extrem entgegengesetzte Pole zu betrachten, welche unter ganz verschiedenen Verhältnissen zur Entstehung gelangen. Soweit sich dies auf den sog. vollkommenen Vulkanismus bezieht, d. h. auf eine von Eruptionen und Ergüssen an die Oberfläche begleitete Tätigkeit, scheint diese Anschauung wohl zu Recht zu bestehen, dagegen weist schon die Erscheinung, daß die meisten Faltengebirge einen granitischen Kern haben, darauf hin, daß die Intrusion der Schmelzflüsse gewisse Beziehungen zum Aufbau des Gebirges, also auch zur Bildung des Gebirges hat.

Andernteils setzt die oben angegebene Verbindung von Intrusion und Gebirgsbildung ein verhältnismäßig geringes Alter der Granite voraus, da so gewaltige Spannungen, wie sie die Piëzokristallisation annehmen muß, in den Alpen doch wohl erst in verhältnismäßig jungen Perioden vorhanden waren. Nun hat man sich aber daran gewöhnt, die Granite im allgemeinen und speziell auch die Zentralgranite als paläozoische Gesteine zu betrachten, welche gerade in den Zentralalpen häufig von jungpaläozoischen Sedimenten transgredierend und mit charakteristischem Bodenkonglomerat überlagert werden. Ein besonderes Gewicht hat man auf diese Konglomerate gelegt, da einesteils in solchen der petrographische Charakter der vorher vorhandenen Gesteine deutlich zu erkennen ist, andernteils die weniger grobkörnigen Sedimente im Bereich des Zentralgranits so weitgehend umgewandelt zu sein pflegen, daß man ihren ursprünglichen Charakter nur schwer mehr erkennt.

Es sind nun in solchen Konglomeraten, welche, wie das Rannach-Konglomerat der Niederen Tauern, den Granit direkt überlagern, zweifellos Gerölle von Granit vorhanden, aber der Granit der Gerölle und der anstehende Granit sind einander völlig fremde Bildungen, und man versuchte daher, den Zusammenhang dadurch herzustellen, daß man den Granit des Massivs durch Dynamometamorphismus umkristallisiert dachte, während die in ein weicheres Bindemittel eingebetteten Gerölle ihre ursprüngliche Beschaffenheit bewahrten. Wenn man nun trotz der oben angeführten Beobachtungen diese Hypothese für wahrscheinlich hält, so gibt es doch noch zwei klar zu Tage liegende Erscheinungen, welche beweisen, daß diese sog. Bodenkonglomerate älter sind als der Granit, auf dem sie lagern, und daß ihre Granitgerölle mit dem letzteren nichts gemeinsam haben.

Es zeigt nämlich die phyllitische Grundmasse dieser Konglomerate alle Anzeichen einer Kontaktmetamorphose in der Struktur sowohl als in der inten-

siven Durchsetzung mit Turmalin; ferner werden dieselben wieder überlagert von einem turmalinreichen Aplit, der nach seiner Zusammensetzung und seiner kristallinischen Struktur nur dem direkten Ganggefolge des Zentralgranits angehören kann. In so weiter Verbreitung man nun in den älteren alpinen Konglomeraten, so namentlich im Verrukano, Gerölle von Graniten gefunden hat, so tragen diese doch nirgends den Charakter der Zentralgranite an sich und gehören Gesteinen an, deren tatsächlichen Ursprungsort wir nicht kennen.

Es dürfte nun auf keiner Seite in Frage gezogen werden, daß die anomale Beschaffenheit der zentralalpinen Granite mit dem Gebirgsdruck in irgend welchen Beziehungen steht. Waren die Granite ursprünglich normal und sind erst durch Dynamometamorphismus verändert worden, so können sie jedes beliebige Alter haben, aber die Umwandlung fällt in eine von der Intrusion natürlich ganz unabhängige und ihr fernstehende Periode der Faltung der Alpen. Oder aber ihre anomale Beschaffenheit ist ursprünglich, dann treten granitische Intrusion und Gebirgsfaltung zeitlich in sehr nahe Beziehungen. Es gibt nun außer den schon angeführten eine ganze Reihe von Beobachtungen im Bereich des Zentralgranits, welche zu der Annahme der Piëzokristallisation direkt zwingen. Abgesehen von den in Fig. 22 S. 67 dargestellten Verhältnissen des Aplites zum Granit selbst, beobachtet man in weitester Verbreitung in der Zentralkette der Alpen, daß den Apliten die Erscheinungen der Kataklase fast oder ganz fehlen, und selbst diejenigen, welche vielleicht in den aplitischen Nachschüben zeitlich vom Granit weit getrennte Intrusionen sehen möchten, müssen zu der Überzeugung kommen, daß die Verfestigung der hauptsächlichsten granitischen Massen in weiten Teilen der Zentralkette mit dem Aufhören der Gebirgsbewegung zusammenhängt; haben doch die jüngsten Nachschübe von Granit selbst z. B. im Montblancgebiet schon eine derjenigen normaler Granite im höchste Grade genäherte Beschaffenheit.

Ein weiterer Beweis liegt darin, daß in der den Zentralgranit umgebenden Schieferzone des Großvenedigers in den Hohen Tauern fast stets jede Andeutung einer Kataklase fehlt, und das selbst in sehr quarzreichen Gesteinen, welche sich allenthalben als besonders empfindlich gegen die Einwirkung der Gebirgsbildung erweisen. Es kann bei Betrachtung dieser Verhältnisse kein Zweifel sein, daß die jüngsten Granitbildungen dieser Gebiete ebensowenig wie das Ganggefolge der Aplite oder diese umgewandelten Nebengesteine im kristallinischen Zustand irgend welche bedeutenden Dislokationen durchgemacht haben, daß somit auch eine zeitliche Trennung der Intrusion der granitischen Hauptmassen und der Entstehung ihrer anomalen Beschaffenheit keine weitgehende gewesen sein kann, jedenfalls nicht nach ganzen geologischen Perioden mißt.

So erscheinen die Zentralgranite als verhältnismäßig junge Bildungen, deren Intrusion ohne irgend welchen Zweifel den Prozessen der Gebirgsbildung sehr nahe steht. Trotzdem infolge der faltenden Prozesse selbst eine gewaltige Zusammenpressung der Gesteine vorhanden war, läßt sich ein Empordringen schmelzflüssiger Massen durch die von den gebirgsbildenden Prozessen in Schollen zerbrochene Erdrinde immerhin wahrscheinlich machen. Die nicht in Abrede zu stellende eigene Aktivität der Schmelzflüsse und die gewaltige Belastung durch die zusammengefalteten Schollen, deren Masse auf ein Vielfaches

von der ursprünglichen erhöht wurde, bewirkten das Aufsteigen der Schmelzmassen auf den Klüften der Schichtsysteme, und halb selbsttätig, halb geschoben machten sich die Schmelzmassen Platz an den schwächsten Stellen der durch die Faltung im innersten Gefüge erschütterten Schiefergesteine. Man darf dabei natürlich unter der gewaltigen Pressung keine leeren Hohlräume voraussetzen, in welche sich das granitische Magma ergossen hätte, sondern dies mußte sich den Platz selbst erst schaffen, indem es die Schichten auseinanderdrängte, zerriß und emporhob und so in langen Zeiträumen ganz allmählich zu den gewaltigen Massen sich emporstaute, welche die Achse der Alpen bilden.

Mit diesem langsamen Hineingepreßtwerden hängt wohl auch eine in den Alpen weit verbreitete Erscheinung, die sog. Fächerstruktur der Massive, zusammen. Die Basis des Gebirges zeigt infolge der Zusammenfaltung eine stärkere Pressung, während der Widerstand der überlagernden Schichten geringer ist als diese. Die aus der Tiefe hervordringende Magma wird daher an der Basis eingeengt und die Hauptmasse nach oben hinausgepreßt, wobei

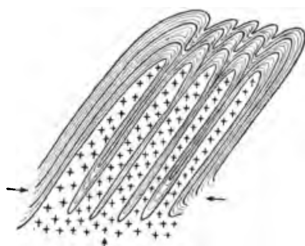


Fig. 23.

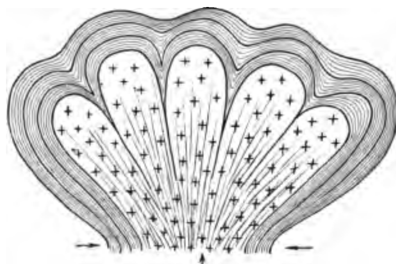


Fig. 24.

Entstehung eines Fächers durch Eindringen eines Schmelzflusses während der Gebirgsfaltung.

sich die Ausbauchung der Schiefer bildet, wie es schematisch die Profile in Fig. 23 und Fig. 24 zeigen, welche etwa die Verhältnisse des Fächers am Montblanc in zwei Stadien seiner Bildung wiedergeben.

Die Mineralien der Eruptivgesteine lassen sich nach dem Vorhergehenden in drei Gruppen teilen:

1. in solche, zu deren Kristallisation Mineralbildner nicht notwendig sind, wie Leucit, Nephelin, Olivin, basische Plagioklase, Pyroxen, welche wir auch künstlich leicht aus gewöhnlichem Schmelzguß darstellen können: Mineralien der Ergußperiode. In Tiefengesteinen sind diese die hauptsächlichsten Bestandteile der basischen Vorkommnisse, welche, wie schon S. 48 dargelegt wurde, an sich im allgemeinen arm an Mineralbildnern sind.

2. in Mineralien, die nur bei Gegenwart der Mineralbildner kristallisieren, wie Hornblende, Glimmer, Orthoklas, Quarz, saure Plagioklase: Mineralien der intratellurischen Periode. Dieselben sind die Hauptbestandteile der an Mineralbildnern ursprünglich reichen sauern Gesteine.

3. in diejenigen, welche die zentralalpinen Eruptivgesteine als unzweifelhaft primäre Unterschiede gegenüber den normalen Typen darbieten: Chlorit (und Serpentin), Granat, Klinozoisit etc.: Mineralien der Piëzokristallisation, die sich im allgemeinen nur unter besonders gesteigerten Spannungsverhältnissen bilden.

Typenvermischung. Es wurde schon S. 54 an speziellen Beispielen ausgeführt, daß das vulkanische Magma nicht selten auflösend auf das Nebengestein einwirkt, und daß dadurch das Gleichgewicht seiner chemischen Zusammensetzung mannigfache Störungen erleidet. Derartige Resorptionserscheinungen beobachtet man in erster Linie in den Randzonen der Eruptivkörper; es gehören hierher die sog. Resorptionsschlieren, welche durch die Aufsaugung kleinerer Nebengesteinseinschlüsse durch das eruptive Magma entstanden sind. Auch einzelne Mineralbestandteile, wie die von radial gestellten Pyroxennadeln umgebenen Quarzaugen zahlreicher Basalte, der Gehalt gewisser Eruptivgesteine an Kordiërit, Eisenoxydulgranat, Spinell etc. sind solchen Auflösungen zuzuschreiben, und speziell dürfte die untergeordnete Gruppe der mit Tonerde übersättigten Magmen, in denen Korund und andere Tonerdemineralien zur Auskristallisation gelangt sind, auf die Resorption tonerdereicher Nebengesteine zurückgeführt werden. Öfter beobachtet man in basischen Gesteinen, namentlich in gewissen lamprophyrischen Gängen, welche körnige Granite durchbrechen, einen hohen Gehalt an Quarz- und Feldspatbruchstücken von oft nicht unbedeutenden Dimensionen, welche dem zertrümmerten Gestein entstammen, und deren teilweise Auflösung mannigfache Modifikationen der gesamten Gesteinszusammensetzung bedingt, die man als Typenvermischung bezeichnet.

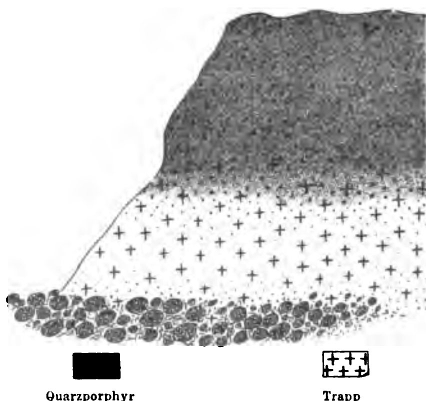


Fig. 25. Typenvermischung am Bennan Head auf der schottischen Insel Arran.

Besonders interessant erscheinen die Verhältnisse, wo zwei Magmen von entgegengesetztem Charakter, ein saures und ein basisches, sich in noch flüssigem Zustande miteinander mischen, wie dies z. B. zwischen Quarzporphyr und

Trapp bei Bennan Head auf der schottischen Insel Arran der Fall ist. Fig. 25, S. 71, gibt ein ungefähres Bild der Erscheinungen im Profil. Oben liegt ein Strom von Quarzporphyr mit großen Quarz- und Feldspateinsprenglingen, darunter ein Trappstrom, der dieselben Einsprenglinge enthält, die sich namentlich in den untersten Teilen des Trapps anhäufen. Zwischen beiden ist eine nicht unbedeutende Zone intermediären, lichtgrauen Gesteins vorhanden. Dieses besteht u. d. M. aus einer innigen Durcheinandermischung der mikropegmatitischen Grundmasse des Quarzporphyrs mit dem ophitisch struierten Trapp, welche trotz der vollkommenen Vermengung ihre Individualität bewahrt haben. Die Erscheinung muß so gedeutet werden, daß der Quarzporphyr sich über den noch schmelzflüssigen Trapp ergossen hat, so daß an der Berührungsstelle die Mischung beider Gesteine stattfand und zahlreiche Einsprenglinge von Quarz und Feldspat in den darunter lagernden Diabas einsanken, die besonders den einsprenglingsreichen Bodensatz hervorbrachten. Durch diese Mischung von „normaltrachytischem“ und „normalpyroxenischem“ Magma im Sinne Bunsens ist nun aber kein normales, intermediäres Gestein hervorgegangen, sondern ein in höchstem Maße anormales Mischgestein, so daß die Erscheinungen am Bennan Head gleichzeitig einen vorzüglichen Beweis gegen die Bunsensche Mischungstheorie erbringen.

Nicht zu verwechseln mit den hier beobachteten Erscheinungen ist die Typenvermischung im Sinne Szábos, welcher diesen Ausdruck auf normale, intermediäre Eruptivgesteine anwendet und so direkt auf die Bunsensche Theorie zurückgreift.

Injektion des Nebengesteins. Die Kontaktzonen von Intrusivmassen weisen mannigfaltige Erscheinungen auf, welche hier kurz zu betrachten sind. Im allgemeinen beobachtet man, daß Schiefer, in welche Stöcke oder Lager von Intrusivmaterial eingedrungen sind, zunächst am Kontakt eine intensive, meist recht grobe Fältelung erlitten haben, welche auf weitere Entfernung feiner und feiner wird, bis sie sich ganz verliert, was auf eine aktive Wirkung des vulkanischen Magmas hinweist. Namentlich dort, wo die Schieferstruktur der Gesteine gut ausgebildet war, und wo die Schieferungsfugen schon vorher durch gebirgsbildende Prozesse gelockert waren, drang das schmelzflüssige Magma zwischen die Schichten ein und injizierte die Schiefer oft auf weite Entfernung mit eruptivem Material. Besonders häufig beobachtet man solche Erscheinungen in der Umgebung mächtiger granitischer Lager, an welchen die Schiefer eine intensive Aufblätterung erfahren haben und ganz von Apophysen durchsetzt werden, welche im allgemeinen aplitisch sind und aus der so leicht beweglichen sauern und an Mineralbildnern reichen granitischen Mutterlauge herstammen. Fig. 26 gibt ein schematisches Bild dieser Erscheinungen: im Granit schwimmen einzelne stark ge-

fältete Schieferschollen, in welche auf den feinsten Schichtenfugen aplitisches Material injiziert ist, in den Randzonen werden diese Schollen mehr und mehr zu zusammenhängenden Schichten, und das so entstehende komplexe Gebilde ruft bei oberflächlicher Betrachtung den Eindruck eines geschichteten oder gebänderten Gesteins (Fig. 27) hervor, wie denn auch derartige injizierte Schiefer von der älteren Geologie stets als Gneise, speziell als Bändergneise, bezeichnet wurden. Eine genauere Untersuchung zeigt aber auch hier noch das eigentlich eruptive Verhalten des eingedrungenen Schmelzflusses, welcher makroskopisch gewöhnlich recht scharf von dem kontaktmetamorphisch umgewandelten Schiefermaterial absetzt, sich durch richtungslose Struktur, meist ziemlich grobkörnige Beschaffenheit und durch granitische Mineralkombination von den kompakteren Lagen des veränderten Schiefers unterscheidet. Auch u. d. M. treten diese Unterschiede sehr prägnant hervor.

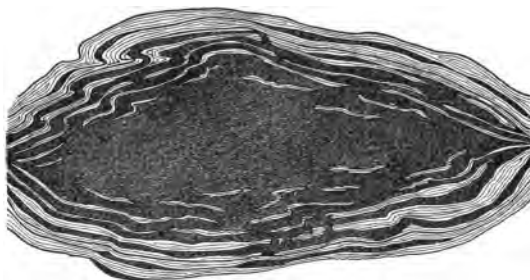


Fig. 26. Injektion des Nebengesteins.


Fig. 27. Durch granitische Injektion gebänderte Schieferhornfelse (Odenwald). (Phot. Prof. Klemm.)

Infolge der innigen Berührung, in welcher hier Schiefer und Granit sich befinden, ist die auflösende Wirkung des letzteren besonders bedeutend, und zahlreiche akzessorische, aus dem Nebengestein aufgenommene Mineralien,

wie Kordiërit, Eisenoxydulgranat, Tonerdesilikate etc. treten in solchen Injektionsgängen in weiter Verbreitung auf. Die Gewalt der vulkanischen Intrusion zerreißt so nicht selten das ganze Schiefersystem, und es bildet sich bald ein Intrusivlager mit beiderseitigen, oft recht ausgedehnten Injektionszonen, oder wie das namentlich in den Alpen vorkommt, das mächtigere Lager erscheint oberflächlich nicht aufgeschlossen, und die auf das feinste injizierten und dann häufig auch stark resorbierten Schiefer lassen allein die einstige vulkanische Tätigkeit erkennen.

Daß bei einer solchen, oft ins Mikroskopische gehenden Vermischung von verschiedenartigem Material und den dabei sich abspielenden mannigfaltigen chemischen Reaktionen höchst eigenartige Gebilde entstehen müssen, liegt auf der Hand, Gebilde, deren genetische Beziehungen nur dann deutlicher vor Augen treten, wenn man die Erscheinungen in weiteren Gebieten zum Vergleich heranzieht; denn an manchen Orten erscheinen solche „Gneise" oder „Amphibolite" an sich absolut nicht verständlich.

An andern Stellen wird das von dem Schmelzfluß auseinandergedrängte Gestein nicht in feine Blätter zerrissen, weil seine Schieferung nicht ausgeprägt genug ist, es bilden sich Spalten quer zur Schichtung aus, welche von dem Schmelzfluß ausgefüllt werden; doch sind diese meist viel geringer an Zahl, und nur direkt an der Grenze beobachtet man, daß das ganze Gestein zertrümmert wurde und nun eine von Eruptivmaterial verkittete Kontaktbrekzie bildet. In andern Fällen wieder fehlt fast jede Spur einer mechanischen Zerreißung des Nebengesteins, ja es gibt sogar Fälle, in welchen keinerlei Abzweigungen in das Nebengestein ausgesandt wurden, wie dies besonders bei basischen Tiefengesteinen die Regel ist, die überhaupt unter keinerlei Umständen eine so intensive Durchtränkung hervorbringen, wie sie für zahlreiche Granite charakteristisch ist.

Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung.

Die Gesetzmäßigkeiten, welche man in der Zusammensetzung der Eruptivgesteine kennen gelernt hat, haben zu zahlreichen Versuchen geführt, eine einfache Darstellung des Gesteinsbestandes, sei es graphisch, sei es durch übersichtliche Formeln zu geben, wobei aber im allgemeinen die sehr komplizierte Zusammensetzung, namentlich der Bisilikate, eine völlig klare Übersicht verhindert.

Die Formeln Michel-Lévys, welche gleichzeitig Struktur und mineralische Zusammensetzung der Gesteine wiedergeben sollen, haben sich als viel zu kompliziert für den allgemeinen Gebrauch erwiesen. Seine Symbole haben folgende Bedeutung: *Γ* körnig, *Π* porphyrisch, *α* granitisch, *β* granulitisch, *γ* mikropegmatitisch, *δ* Gabbrostruktur, *ω* ophitisch; dazu kommt für die porphyrischen außer obigen noch *φ* sphärolitisch bis mikrofelsitisch, *π* glasig mit Zügen von Entglasungsprodukten, *μ* mikrolitisch mit glasiger Grundmasse. Die Gemengteile werden bezeichnet: F_1 Magneteisen, F_2 Titaneisen, F_3 Spinell, F_4 Perowskit, F_5 Apatit, F_6 Zirkon, F_7 Titanit, F_8 Orthit, F_9 Granat; *O* Olivin, *H* rhomb. Pyroxen, P_1 Ägirin — P_4 Augit; A_1 Natronamphibol, A_2 grüne, A_3 braune Hornblende; *M* Biotit, *l* Leucit, *n* Nephelin, *h* Melilith, *s* Sodalithgruppe; a_1 Orthoklas, a'_1 Mikroklin, a_2 Anorthoklas, a_3 Albit, *t* Plagioklase; *q* Quarz; *m* Muskovit. Die Formel beginnt mit den die

Struktur kennzeichnenden griechischen Buchstaben; die Gemengteile werden dann in der Folge der Ausscheidung aneinandergereiht, diejenigen der ersten Erstarrungsperiode überstrichen, die der zweiten unterstrichen, wie folgendes Beispiel zeigt:

$$\Gamma\omega - \overline{(F_{1\cdot 2\cdot 5})\, O P_4 A_8 M}\, \underline{(t_{2\cdot 3})\, (P_{3\cdot 4})},$$

d. h. körnig ophitisch: Magnet- und Titaneisen, Apatit, Olivin, Augit, braune Hornblende, Biotit als erste Periode; dann Labrador, Anorthit, Diallag, Augit als zweite, d. h. das Gestein ist ein Melaphyr.

Übersichtlicher sind die chemischen Gesteinsformeln, welche im allgemeinen von den Molekularproportionen ausgehen. Erwähnt seien hier diejenigen von Osann. Derselbe bezeichnet 1) $SiO_2 + TiO_2 + ZrO_2$ mit *s*, welchem Buchstaben die zugehörige Zahl der Molekularprozente beigefügt wird; 2) $(Na, K)_2Al_2O_4 = a$; $CaAl_2O_4 = c$; $(Fe,Mg,Ca,Mn,Ba,Sr)O = f$; die Summe $a + c + f$ wird auf 20 berechnet und die entsprechenden Bruchteile von 20 den Buchstaben *a*, *c* oder *f* angehängt. 3) *n* bedeutet das Verhältnis zwischen den Alkalien, die bei demselben befindliche Zahl den Gehalt an Na_2O in Zehnteln des Gesamtalkaligehaltes, also

$$s_{59}a_{3,5}c_{12,5}f_4n_{8,3}.$$

Das bedeutet: 59 Mol.% SiO_2, ferner

$$(Na,K)_2Al_2O_4 : CaAl_2O_4 : (Fe,Mg,Ca)O = 3,5 : 12,5 : 4,$$

d. h. ziemlich kalkreicher Plagioklas ($3,5 + 12,5 = 16$ von 20 angenommenen Teilen des Gesamtgesteins = 80%) neben 20% des basischen Gemengteils, endlich $Na_2O : K_2O = 8,3 : 1,7$, also Natron weit vorherrschend über das Kali, wie es sich bei einem Plagioklasgestein von selbst versteht. Das Gestein selbst ist ein ziemlich basischer Augitdiorit.

Graphische Methoden der Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine existieren in großer Zahl; hier sollen nur die einfachsten gegeben werden. Man kann für die Darstellung entweder die auf 100 berechnete Analyse, die Molekular- oder die Metallatomprozente verwenden. Auf einem Streifen von 10 *cm* Länge = 100% trägt man z. B. die Einheiten der Prozente nacheinander in *mm* auf und erhält so ein bei einiger Übung ziemlich anschauliches Bild der Gesteinszusammensetzung. In Fig. 28 sind in dieser Weise für einen Granit von Hauzenberg bei Passau in der oberen Reihe

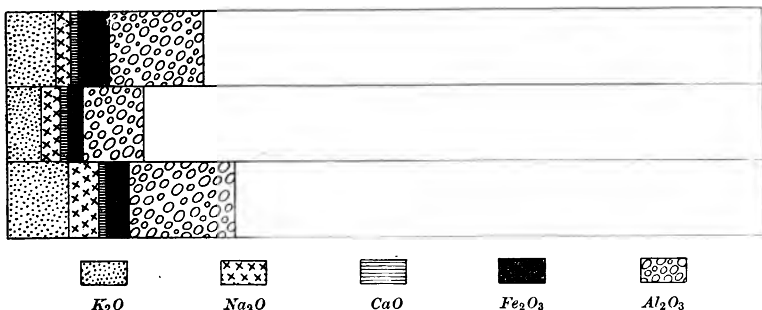


Fig. 28. Graphische Darstellung der Zusammensetzung eines Granites von Hauzenberg bei Passau. (Nach Rosenbusch.)

die Gewichtsprozente, in den mittleren die Molekularprozente, in der untersten die Metallatomprozente gegeben, entsprechend folgenden unter Vernachlässigung des Wassergehaltes auf 100 berechneten Zahlen:

	I.	II.	III.
SiO_2	73,83	82,1	70,4
Al_2O_3	12,30	8,1	13,9
Fe_2O_3	4,18	1,7	2,9
CaO	0,94	1,1	1,0
Na_2O	2,22	2,3	3,9
K_2O	6,53	4,7	7,9
Summe	100,00	100,0	100,0

Eine zweite derartige Darstellungsmethode, von Michel-Lévy angegeben und von Brögger vervollkommnet, geht von einem achtstrahligen Achsensystem aus, auf dessen horizontalen Armen nach rechts und links je die Hälfte der Kieselsäure in Millimetern aufgetragen wird; die übrigen Bestandteile werden der in Fig. 29 und 30 angegebenen Signatur entsprechend gleichfalls in Millimetern auf den andern Achsen abgeschnitten und die Endpunkte der so erhaltenen Abschnitte zu einem Stern verbunden. Fig. 29 gibt die Darstellung der Gewichtsprozente des Hauzenberger Granites, Fig. 30 diejenigen eines Gabbro vom Radautal i. H.

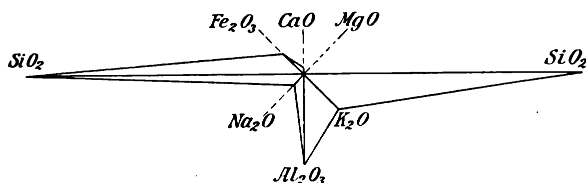


Fig. 29. Graphische Darstellung der Zusammensetzung des Granites von Hauzenberg bei Passau. (Nach Michel-Lévy.)

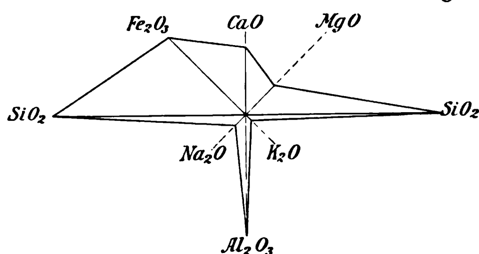


Fig. 30. Graphische Darstellung der Zusammensetzung eines Gabbro. (Nach Michel-Lévy.)

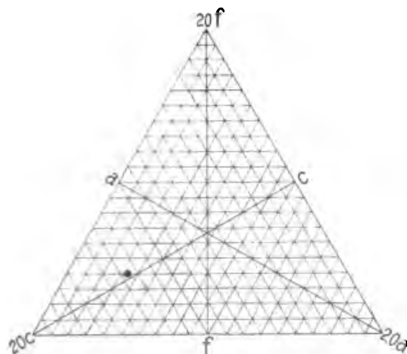


Fig. 31. Graphische Darstellung des Augitdiorits S. 75. (Nach Osann.)

Ferner wird auf Grund der S. 75 skizzierten Formeln von Osann der Gesteinstypus in Form einer Dreiecksprojektion wiedergegeben. Es werden dann die drei Höhenlinien eines gleichseitigen Dreiecks je in 20 Teile geteilt und durch die Teilpunkte Parallelen zu den Seiten des Dreiecks gezogen, entsprechend der von Osann angenommenen Summe

$$a + c + f = 20.$$

Hierauf wird auf je einer der Höhenlinien der Wert von a, c und f in Teilstrichen abgetragen, und man

erhält so einen Ort, der eine gewisse Definition der chemischen Zusammensetzung des Gesteins gibt. Das S. 75 gewählte Beispiel $a_{3,5}\,c_{12,5}\,f_4$ ist in Fig. 31 dargestellt.

Noch unfruchtbarer als diese graphischen Darstellungsmethoden haben sich die Versuche einiger amerikanischen Petrographen erwiesen, welche den chemischen Typus und die Struktur durch stereotype Merkworte zu bezeichnen versuchen. Die Einzelheiten dieser Versuche zur Charakterisierung der Eruptivgesteine erscheinen indes viel zu ausgedehnt, um hier auch nur in den Hauptzügen dargestellt werden zu können.

V. Die Verwitterung der Gesteine.

Literatur:

Vgl. die Literaturangaben in Joh. Walther, Lithogenesis der Gegenwart, Jena 1894. Ferner: M. Bauer, Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits: Neues Jahrb. Mineral. 1898 II 163. G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, 4 Bde, Bonn 1847—1855. A. Daubrée, Les eaux souterraines de l'époque actuelle, Paris 1887. A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885. E. W. Hoffmann, Über den Einfluß gewöhnlichen Wassers auf Silikate, Leipzig 1882. Th. Sterry Hunt, The decay of rocks in mineral physiology and physiography, Boston 1886. A. Johnstone, On the action of pure water and water saturated with carbonic acid gas on the minerals of the mica family: Quart. Journ. geol. soc. XLV (1889) 363. A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, Leipzig 1894. F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, Berlin 1886. H. Rösler, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten: Neues Jahrb. Mineral., Beil. B. XV (1902) 231. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie, Bd I: Bildung und Umbildung der Mineralien, Berlin 1879. J. R. Russel, Subaërial decay of rocks and origin of the red colour of certain formations: Bull. U. S. geol. surv. 1889, Nr 52.

Die Verwitterung im allgemeinen. Als Verwitterung faßt man alle jene Veränderungen zusammen, welche durch die Einwirkung der Atmosphäre und der in dieser vorhandenen Agentien, der Atmosphärilien, sowie durch die Organismen an der Oberfläche und innerhalb der Lithosphäre hervorgebracht werden. Dieselben sind teils chemische teils mechanische und laufen in der Hauptsache auf eine Zerstörung der ursprünglichen Gesteine hinaus, deren einzelne Bestandteile durch Wind und Wasser mehr oder minder gesondert wieder zur Ablagerung gebracht werden und schließlich die Sedimentgesteine zusammensetzen. Die Verwitterung wirkt in erster Linie nivellierend auf das Relief der Erdoberfläche ein und beschränkt sich, da die wirksamen Faktoren nur selten tiefer in die Gesteine einzudringen im stande sind, auf die der Oberfläche zunächst gelegenen Partien.

Ihr gegenüber stehen die Erscheinungen der Zersetzung, unter welchem Begriff man alle auf eine Gesteinszerstörung hinauslaufenden Veränderungen zusammenfaßt, welche nicht Wirkungen der Atmosphärilien sind, die nicht von der Oberfläche aus entstehen, daher auch nicht auf die oberflächlichen Schichten beschränkt erscheinen. Ferner sind zu betrachten die Umbildungen durch Diagenese (griech. dia, nach; genesis, Entstehen), welche die Hydrosphäre in den wieder abgelagerten Verwitterungsprodukten während und direkt nach der Sedimentation hervorbringt.

Die Einwirkung der Atmosphärilien ist in der Hauptsache eine regionale, welche von dem Klima bedingt wird; sie ist abhängig von dem Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre und von ihrer Temperatur sowie von ihrem Gehalt an chemisch wirksamen Agentien, welche zum Teil gleichmäßig in derselben verbreitet, zum Teil, z. B. in der Nähe des Meeres oder nach heftigen vulkanischen Ausbrüchen, lokal besonders angereichert sind. Ferner wirken dabei die von den Organismen, sei es durch ihren Lebensprozeß, sei es durch ihre Verwesung gelieferten Agentien. Man unterscheidet daher physikalische, chemische und organische Verwitterung, wobei aber in den meisten Fällen die Prozesse sehr gemischt sind.

Physikalische Verwitterung. Am reinsten trifft man die Erscheinungen der physikalischen Verwitterung in den regenarmen Gebieten, den Wüsten, wo durch die Stärke der Insolation und die großen Temperaturdifferenzen eine Sprengung des Gesteinsgefüges bedingt wird. Das Zerspringen ganzer Blöcke kompakter Gesteine, die schalige Abblätterung von Granit oder Sandstein sind hier charakteristische Erscheinungen; die massenhafte Sandbildung, welche die Wüstengebiete bezeichnet, ist auf das verschiedene Verhalten der einzelnen Mineralien gegenüber den Temperaturschwankungen zurückzuführen, wobei auch der Salzgehalt des Wüstenbodens mit eine Rolle spielen soll.

Während im feuchten Tropenklima die chemische Verwitterung der physikalischen weit überlegen ist, tritt die letztere im gemäßigten Klima wieder deutlich hervor, wobei namentlich das in den Kapillaren der Gesteine zirkulierende Wasser durch den sog. Spaltenfrost eine hohe Bedeutung besitzt, welche auch für die technische Verwendung der Gesteine in Frage

kommt, indem z. B. poröse Sandsteine etc. durch das gefrierende Wasser in ihrem Gefüge gelockert werden und oft ganz zerfrieren. Besonders gesteigert erscheint diese Wirkung im Hochgebirge und in den Polarregionen mit ihren ungemein bedeutenden Temperaturschwankungen und den Unterschieden zwischen kräftiger Insolation und Nachtfrösten; ebenso ist am Grunde der Gletscher die physikalische Verwitterung vorherrschend. Auch im gemäßigten Klima trifft man die Abblätterung der Gesteine an Stellen besonders kräftiger Insolation.

Chemische Verwitterung. Die chemische Verwitterung, welche gewöhnlich von der physikalischen und der organischen begleitet wird, ist abhängig von der Niederschlagsmenge und der Lufttemperatur. Da ferner die Niederschläge von einer dichten Vegetationsdecke lange zurückgehalten werden, ist eine solche z. B. in den Tropen für die Intensität der chemischen Verwitterung von hoher Bedeutung. Das aus der Atmosphäre niederfallende Wasser enthält stets, auch in der reinsten Luft der Hochgebirge, eine Reihe chemisch wirksamer Stoffe, welche, obwohl meist in äußerst geringen Proportionen vorhanden, für die chemische Verwitterung von großer Bedeutung sind.

Neben dem vorwiegenden Gehalt an Sauerstoff kommen in allen Fällen in Betracht die Kohlensäure sowie Spuren von Salzsäure und Schwefelsäure, welch letztere beide allerdings weniger im Regenwasser selbst nachgewiesen werden können als vielmehr in dem beim Eindampfen der zirkulierenden Atmosphärilien bleibenden festen Rückstand, der auch da, wo die Lösungen nur durch frische und vollständig schwefelfreie Silikatgesteine hindurchgegangen sind, einen ständigen Gehalt an Chloriden und Sulfaten aufweist.

Die Bedeutung der chemischen Einwirkung der Atmosphärilien auf die Gesteine wird in der Geologie ganz allgemein stark überschätzt, und es wäre für die gesamte Gesteinskunde von großem Werte, wenn nicht immer und immer wieder die Produkte der Zersetzung der Gesteine mit den Verwitterungsprodukten zusammengeworfen würden, wodurch natürlich eine Übersicht über den gesamten Vorgang der Gesteinsumwandlung sehr erschwert wird. Unzweifelhaft unterliegen gewisse Gesteine einer mehr oder minder vollkommenen Auflösung, welche z. B. das Auftreten von Steinsalz an der Oberfläche nur in regenarmen Gebieten ermöglicht oder in zerklüftetem Gipsgestein sackähnliche Höhlen herausnagt, die man als Gipsschlotten bezeichnet. Mannigfache Erscheinungen an unsern Kalkgebirgen zeigen, daß auch der Kalkstein mehr oder minder leicht der Lösung anheim-

fällt. Die Schmelzwasser der Schnee- oder Gletscherbedeckung formen in den Kalkgebirgen unserer Alpen jene eigenartigen Schratten oder Karrenfelder (Fig. 32) heraus, welche man nicht mit Unrecht mit einem im Wellenschlag versteinerten Meer verglichen hat. Hierher gehören wohl auch die eigentümlichen trichterförmigen Vertiefungen des Karstes, welche man als Dolinen bezeichnet hat. Am Grunde der letzteren trifft man Anhäufungen von rotem Letten, *terra rossa,* den man als Lösungsrückstand des Kalkes ansieht. Ähnlicher Entstehung, vielleicht unter Mitwirkung organischer Säuren, sind auch die geologischen Orgeln, die als zylinderförmige vertikale Röhren im Kalkstein, namentlich unter starker Waldbedeckung, auftreten.

Ob aber all die mächtigen Höhlen in unsern Kalkgebirgen Auslaugungshöhlen sind, scheint nach neueren Untersuchungen wenig wahrscheinlich;



Fig. 32. Karrenfelder auf der Wiesalpe am Dachstein. (Nach F. Simony.)

bezeichnend ist, daß diese Höhlen fast stets in Korallenkalken auftreten. Ganz analoge Erscheinungen werden aber auch in rezenten Korallenstöcken beobachtet, wo sie als unzweifelhaft primäre Lücken im Riff erscheinen. Auch die Eigenschaft, daß der Boden solcher Höhlen mit terra rossa oder mit dem ähnlichen Höhlenlehm bedeckt ist, findet sich bei jenen Lücken wieder, wie überhaupt die Koralleninseln nicht selten Ablagerungen von terra rossa aufweisen. Diese letztere führt man zurück auf Anschwemmungen von Laterit sowie von vulkanischen Aschen und Bimssteinsanden, welche unter der Einwirkung des tropischen Klimas verwittert sind. Im Gegenteil scheint das Vorhandensein dieses Bodensatzes gegen die Auslaugung zu sprechen; denn diese müßte doch wohl durch bewegtes Wasser vor sich gegangen sein, das den feinen Schlamm in Suspension weggeführt hätte. Die in derartigen Höhlen oft so großartig entwickelten Tropfsteinbildungen, die Stalaktiten, weisen zwar auf eine weitgehende Lösung des Kalkes durch die zirkulierenden Gewässer

hin, die aber unzweifelhaft viel eher die Tendenz haben, große Räume zuzubauen als solche neu zu schaffen, da die Lösungsfähigkeit des Wassers in solchen Weitungen durch Verdunstung wie durch Kohlensäureverlust und endlich auch durch Organismen verringert wird, z. B. durch Moose, welche zu Sinterbildung Anlaß geben. Man darf somit durchaus nicht alle Höhlen im Kalkgebirge der Wirkung der Atmosphärilien zuschreiben, wenn auch einzelne unzweifelhaft als erweiterte Spalten sich darstellen.

Betrachten wir zunächst die chemische Verwitterung der ursprünglichen Gesteine für sich, aus deren Zerstörung unzweifelhaft die Sedimente hervorgegangen sind, so wählen wir dazu am besten das Beispiel des Granites. Es gibt wohl kein Kapitel in dem gesamten Gebiete der chemischen Geologie, in welchem so viel Verwirrung herrscht wie in den Ansichten über die Verwitterung, und es ist eine sehr bemerkenswerte Erscheinung, daß man über dieses für den ganzen Aufbau unserer Erdkruste so eminent wichtige Thema in der Geologie im allgemeinen mit wenigen Worten hinweggeht und z. B. gewöhnlich Kaolinisierung und Verwitterung als gleichwertige Bildungen hinstellt.

Daß diese Anschauung absolut sicher falsch ist, läßt sich aus zahlreichen Erscheinungen nachweisen. Wäre Kaolinisierung eine Folge einfacher atmosphärischer Verwitterung, so wäre unsere Erde für organisches Leben rasch unbewohnbar geworden. Die Kaolinisierung führt zu Aggregaten, welche alkalifrei sind, und in denen außerdem der in so feiner, haushälterischer Verteilung in allen Gesteinen vorhandene Gehalt an Apatit vollständig entfernt ist, d. h. zu Bildungen, welche durchaus unfruchtbar sind. Das Fehlen der Phosphorsäure ist eine noch konstantere Erscheinung in allen Kaolinen wie dasjenige der Alkalien. Da ferner unter den Alkalien, welche an der Zusammensetzung der Gesteine teilnehmen, das Kali dem Natron mindestens gleich, wenn nicht ziemlich überlegen ist, so müßten die bei der chemischen Verwitterung sich bildenden Lösungen, welche die Alkalien wegführen, durchschnittlich ebenso viel oder mehr Kali als Natron enthalten. Nun sind aber bekanntlich im Meerwasser, welches diese Lösungen darstellt, Kalisalze in sehr untergeordneter Menge gegenüber den Natronsalzen vorhanden, und auch da, wo sich ohne die gleichzeitige Tätigkeit von Mineralquellen salzige Binnenseen heute noch bilden, deren Salze doch wohl der chemischen Verwitterung der Gesteine in dem betreffenden Flußgebiet zugeschrieben werden müssen, ist das Verhältnis der beiden Alkalien ziemlich das gleiche wie im Meerwasser. Dazu kommt,

daß die Lösungsrückstände, in erster Linie die Schlammablagerungen und die aus ihnen hervorgehenden Tonschiefer, durchschnittlich kalihaltige Gesteine sind, neben welchen alkalifreie Tone durchaus lokale Vorkommnisse darstellen. Es folgt daraus mit Sicherheit, daß die Verwitterung des Granites keine Kaolinbildung hervorbringt, welche vielmehr auf ganz andere, viel intensiver wirkende Prozesse der Zersetzung zurückgeführt werden muß.

Den meist rostfarbigen Verwitterungsprodukten der primären Gesteine der gemäßigten, den sehr licht gefärbten der kalten Zonen gegenüber steht das intensiv rot gefärbte Produkt der Verwitterung in den Tropen, welches man als Laterit (lat. later, Ziegelstein), lokal auch als Cabook bezeichnet, und das dort ebenso regional verbreitet ist wie jene in den andern Gebieten. Die rote Farbe des Laterits beruht zweifellos auf einem geringeren Wassergehalt der Eisenverbindungen, welche im Verwitterungsprodukt vorhanden sind, und ist selbstverständlich um so intensiver, je eisenreicher das ursprüngliche Gestein war, welches der Verwitterung erlegen ist. Man führt die Erscheinung auf die höhere Temperatur der angreifenden Agentien einesteils, auf einen höheren Gehalt an salpetriger Säure in der Atmosphäre andernteils zurück, welch letzterer den gewaltigen Gewittern der Tropen seine Entstehung verdankt. Die Zusammensetzung des Laterits ist noch recht wenig erforscht; neuere Untersuchungen scheinen darauf hinzuweisen, daß derselbe aus mit Eisenhydroxyden verunreinigtem Tonerdehydrat besteht, in welchem von den ursprünglichen Gesteinsbestandteilen nur der Quarz erhalten ist. Es würde daraus also folgen, daß unter den chemisch viel wirksameren klimatischen Verhältnissen der Tropen alle Gesteinsbestandteile mit Ausnahme von Eisen und Tonerde entführt worden wären. Gegen diese Anschauung sprechen dieselben Beobachtungen, welche oben gegen die Verwitterung zu Kaolin angeführt wurden. Die Frage nach der chemischen Zusammensetzung des Laterits wurde besonders in neuerer Zeit kompliziert dadurch, daß man in einzelnen Tropengebieten, z. B. in Indien, nicht mehr das normale Verwitterungsprodukt mit diesem Namen bezeichnete, sondern völlig lokalisierte, in ihrer Ausdehnung dem Kaolin durchaus analoge Vorkommnisse, die auch keineswegs, wie es für Verwitterungsprodukte bezeichnend ist, auf die oberflächlichen Lagen beschränkt sind.

Laterit, im Sinne des echten tropischen Verwitterungsproduktes, bedeckt heutzutage ungemein bedeutende Teile der Erdoberfläche, darunter diejenigen, welche die gewaltigste Vegetation aufweisen. Eine solche kann aber nicht auf einem aus reinem Tonerdehydrat mit Quarz bestehenden Boden sich entwickeln, weil dort die notwendigen Nährsalze fehlen. Man kann auch nicht etwa an eine physikalische Bindung der ausgelaugten Alkalisalze denken; lassen ja doch die chemischen Untersuchungen, welche zu der Annahme führten, daß der Laterit Eisen-Tonerdehydrat darstellt, auch mechanisch gebundene Alkalien nicht erkennen. Betrachtet man die Lateritbildung als regionale Erscheinung, welche einen großen Teil der Erdoberfläche beherrscht, so müßten, obige Anschauung als richtig vorausgesetzt, aus dem Glimmer und Feldspat der Granite geradezu ungeheure Mengen von Kieselsäure

und Kali aufgelöst und weggeführt worden sein, welche dann doch irgendwo wieder zur Ablagerung kommen oder sich in den Weltmeeren nachweisen lassen müßten.

Die Lateritbildung als Verwitterungserscheinung der Tropen ist aber sicher nicht eine Erscheinung der Gegenwart allein, sondern hat sich in früheren Erdperioden mindestens in demselben Maße vollzogen. Was bedeuten aber gegenüber der weiten Verbreitung lateritischer Zersetzungsprodukte auf der heutigen Erdoberfläche, welche fast den ganzen Tropengürtel einnehmen, die wenigen und untergeordneten Ablagerungen früherer geologischer Perioden, welche, wie z. B. der Bauxit, eine den untersuchten Lateriten analoge Zusammensetzung haben! Und in welchen Bildungen früherer geologischer Perioden soll man die gewaltigen Mengen von Kali und Kieselsäure suchen, welche aus den Graniten bei der Verwitterung zu Laterit weggeführt worden wären? Man ist somit in hohem Maße berechtigt zu dem Schlusse, daß ebensowenig wie der Kaolin in der gemäßigten Zone das normale Verwitterungsprodukt darstellt, die einfache Verwitterung in den Tropen zur Bildung von Tonerdehydrat führt, daß vielmehr Produkte von letzterer Zusammensetzung auf lokale, meist im Erdinnern vorhandene, also juvenile Ursachen zurückzuführen sind.

Es mag in diesem Zusammenhang undiskutiert bleiben, ob nicht vielleicht unter besonders gearteten lokalen Umständen, so bei besonders intensiver Mitwirkung organischer Faktoren und der von diesen hervorgebrachten Agentien, z. B. unter Torfmooren etc., die Auslaugung der Granite bis zur Bildung von Kaolin gehen kann, und daß schließlich die völlige Erschöpfung des Bodens auf diese Prozesse zurückzuführen wäre. Die Grundlagen, welche zu solchen Annahmen geführt haben, sind indes so wenig prägnant, daß die wissenschaftliche Behandlung dieser Frage völlig in der Luft schwebt. Die unter Moorbedeckung so charakteristisch hervortretende völlige Ausbleichung wird gewöhnlich wegen der Gleichheit der Farbe ohne weitere Untersuchung als Kaolinbildung bezeichnet, und die zahlreichen Beobachtungen von Kaolin in der Ackerkrume, welche in der Bodenkunde berichtet werden, haben gewöhnlich noch weniger einwandfreien Hintergrund.

Ganz ebenso verhält es sich mit der so weit verbreiteten Annahme von Zeolithen und Sodalith-Mineralien, welche durch chemische und organische Verwitterung entstehen sollen und deren Gegenwart im Ackerboden so allgemein behauptet wird. Wenn man unter den Namen Zeolith oder Sodalith bestimmte Mineralien und diesen analog konstituierte und kristallisierte Substanzen versteht, so muß betont werden, daß nie und nirgends derartige Individuen in den Produkten der Verwitterung, also auch nicht im Ackerboden nachgewiesen wurden, und daß alle Vorkommnisse, in welchen gerade die hier hervorgehobenen Mineralien in der Natur sicher nachgewiesen werden können, in den Bereich vulkanischer Tätigkeit gehören.

Überblicken wir gegenüber von diesen unbegründeten Behauptungen die tatsächlichen Verhältnisse, so können wir den Verlauf der Verwitterung aus der Zusammensetzung der Gewässer und der von diesen abgelagerten Sedimente einigermaßen klar

erkennen. Die chemische Verwitterung zerlegt die Gesteine in zwei Teile: eine Lösung und einen Lösungsrückstand; erstere gibt Anlaß zur Bildung der Skelettteile der Organismen und der chemischen Sedimente, letzterer wird durch den Wind und das bewegte Wasser aufbereitet und setzt, in verschiedene Fraktionen geteilt, die mechanischen Sedimente in der Hauptsache zusammen.

Betrachten wir zunächst die Lösung, wie sie sich im Flußwasser und Meerwasser darstellt, so zeigt das erstere zunächst (mit Ausnahme der sog. Wüstenflüsse) einen viel geringeren Gehalt an gelösten Stoffen als das letztere; aber auch die durchschnittliche Zusammensetzung der Rückstände des Meerwassers gibt nur ein sehr modifiziertes Bild von dem Gange der Auslaugung selbst, da durch die Tätigkeit der organischen Welt im Meere mannigfache Änderungen in der Zusammensetzung eingetreten sind, welche einen so weit gehenden Unterschied zwischen Flußwasser und Meerwasser bedingen, daß man schon behauptet hat, Beschaffenheit und Menge der Salze des heutigen Ozeanwassers könne nicht von den jetzigen Flußwassern herrühren. Die durchschnittliche Zusammensetzung der Abdampfungsrückstände von Flußwasser und Meerwasser zeigt schematisch folgende Tabelle, in welcher nur die hauptsächlichsten Bestandteile berücksichtigt sind:

Rückstand von:	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	$MgCl_2$	$NaCl$	KCl	SiO_2
Flußwasser	72,5	7,5	6,5	4,5	1,0	—	7,0	0,5	0,5
Meerwasser	0,2		4,3	6,5	—	9,5	78,5	1,0	—

Der Unterschied zwischen beiden erklärt sich in erster Linie durch den großen Bedarf an Karbonaten, namentlich an Kalkkarbonat, welches die Organismen zum Aufbau ihrer Skelette verwenden, und das auch durch den verwesenden tierischen Organismus infolge chemischer Fällung durch das sich bildende kohlensaure Ammoniak dem Meere entzogen wird. Durch die Pflanzenwelt andernteils wird hauptsächlich eine Verminderung des Kali hervorgebracht, und tierisches und pflanzliches Leben zusammen entzieht dem Wasser die gelöste Kieselsäure. Am meisten konzentriert sich der Chlorgehalt, welcher von den Organismen nicht aufgenommen wird. Da auch deren Bedarf an Natronsalzen gering ist, so erfahren diese nächst dem Chlor die bedeutendste Anreicherung. Magnesiasalze treten in gewisse Skelette in nicht zu geringer Menge ein; die Anhäufung derselben ist daher schon weniger bedeutend. Ein Teil der Schwefelsäure endlich wird durch die von der Verwesung bedingten Reduktionsprozesse zur Bildung von Sulfiden aufgebraucht. Daraus ergibt sich, abgesehen von dem bedeutenden Vorherrschen des Chlornatriums im Seewasser, eine geringe Anreicherung der Magnesiasalze neben einem völligen Zurücktreten

der Kalksalze und einer verhältnismäßigen Verminderung der Kalisalze. Auch die Erscheinung, daß der Chlorgehalt im Meerwasser jenen an Alkalien überwiegt, so daß ein Teil desselben an Magnesia gebunden angenommen werden muß, während im Flußwasser umgekehrt derselbe nicht zur Sättigung der Alkalien ausreicht, erklärt sich so auf durchaus einfache Weise.

Auf den ständigen Gehalt selbst der reinsten Gletscherbäche an Sulfaten und Chloriden wurde schon früher hingewiesen, und die Bedeutung dieser Agentien tritt besonders bei der Betrachtung des mit diesen Salzen oft ganz durchtränkten Wüstenbodens hervor. Ließe sich dabei vielleicht die Schwefelsäure auch noch aus der Oxydation von Sulfiden erklären, der Chlorgehalt der kristallinischen Gesteine ist sicher zu gering, um die Bildung der gewaltigen Mengen von Chloriden zu erklären, welche im heutigen Meerwasser sowohl als namentlich in den chemischen Sedimenten früherer geologischer Perioden vorhanden sind.

Dagegen spielen Phosphorsäure und Phosphate in den Flußwassern kaum je irgend eine Rolle, und auch die Nitrate, die man an sich in ziemlicher Verbreitung erwarten sollte, sind in der Hauptsache sehr untergeordnet und besonders häufig in Verbindung mit Ammoniak vorhanden, also wohl auf organischem Wege gebildet.

Der Vorgang bei der Verwitterung kristallinischer Silikatgesteine, in erster Linie des Granites, charakterisiert sich durch die Entziehung der zweiwertigen Metalle, vor allen des Kalkes, ferner durch eine bedeutende Verminderung des Natrongehaltes, welchen eine sehr geringe Veränderung des Gehaltes an Kieselsäure und Kali gegenübersteht, während die Tonerde so gut wie ganz im Rückstande bleibt. Dieses Verhältnis illustrieren die folgenden beiden Analysen, welche in durchaus typischer Weise den Gang der Verwitterung eines Granites illustrieren; die geringe Erhöhung des Gehaltes an Magnesia im Verwitterungsprodukt dürfte mit der Schwierigkeit der quantitativen Bestimmung der geringen Menge dieses Stoffes zusammenhängen. I ist frischer Granit von Altmittweida in Sachsen, II aus demselben hervorgegangener Grus:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I	73,43	14,38	2,19	0,22	0,68	3,03	6,07	0,96
II	75,84	14,62	1,28	0,35	0,37	1,56	5,98	2,85

Es geht somit aus der Betrachtung der chemischen Zusammensetzung der Verwitterungslösung ebenso wie des Verwitterungsrückstandes mit Sicherheit hervor, daß die Einwirkung der Atmosphärilien nicht zur Bildung von Kaolin und noch weniger von Bauxit führt, welche somit auch nicht als normale Bestandteile der Tongesteine angesehen werden dürfen.

Den Gang der chemischen Verwitterung, wie er sich heutzutage an der Oberfläche der Erde abspielt, können wir somit recht genau verfolgen; es fragt sich aber, ob in früheren geologischen Perioden nicht vielleicht so weit abweichende klimatische Verhältnisse vorhanden waren, daß in jenen entlegenen Zeiten die gewöhnliche atmosphärische Verwitterung zu Produkten führte, welche heutzutage nur unter ganz besonders gearteten Verhältnissen sich bilden. Die Kohlensäure, die in Kalksteinen und Dolomiten festgelegt ist, der Kohlenstoff der organischen Welt, das Chlor, welches in den Chloriden des Ozeans vorhanden ist, waren ursprünglich unzweifelhaft Bestandteile der Atmosphäre. Unser heutiges Luftmeer enthält ca $^1/_3{}^0/_{00}$ Kohlensäure, und es ist bekannt, daß eine ziemlich geringe Steigerung des Gehaltes an Kohlensäure hinreicht, um das Leben der höheren Tierwelt wenigstens unmöglich zu machen. Waren aber die Kohlensäure der Kalksteine und Dolomite, das Chlor der Chloride einst Bestandteile der Luft, Stoffe, von welchen jeder unsere gesamte Atmosphäre um ein Vielfaches überwiegt, so würde sich für letztere in weit zurückliegenden geologischen Perioden ein enorm hoher Gehalt an diesen Agentien ergeben, welcher eine abweichende Organisation der Atmungsorgane der Tierwelt voraussetzen müßte. Eine solche, an kräftig wirkenden Substanzen reiche Atmosphäre würde von vornherein sehr viel intensivere Veränderungen der Gesteine wahrscheinlich machen, Veränderungen, wie sie heute nur noch lokal auftreten.

Die Verwitterungsvorgänge der ältesten geologischen Perioden können wir aber fast mit derselben Genauigkeit verfolgen wie diejenigen, welche sich vor unsern Augen abspielen. Die Zusammensetzung der mechanischen Sedimente lehrt uns den Rückstand der Verwitterung kennen, während wir aus derjenigen der chemischen Niederschläge wenigstens die Grundzüge des Bestandes der Verwitterungslösung erkennen. In beiden aber zeigt sich, von den ältesten kambrischen Ablagerungen beginnend, stets derselbe Charakter; grundsätzliche chemische Gegensätze sind zwischen den ältesten und den jüngsten sedimentären Ablagerungen nicht vorhanden, ebenso wie auch in sonstigen Erscheinungen kein Grund vorliegt für die Annahme, daß während derjenigen geologischen Perioden, welche wir mit Sicherheit verfolgen können, eine nennenswerte Änderung der Atmosphäre eingetreten wäre. So ergibt sich ein scheinbar unüberbrückbarer Gegensatz zwischen direkter Beobachtung und Spekulation, dessen Bedeutung aber mehr und mehr schwindet, wenn man einen bisher vernachlässigten Faktor mit in Rechnung zieht, den Vulkanismus, dessen Einfluß auf die Zusammensetzung des Luftmeeres aus verschiedenen Beobachtungen mit großer Deutlichkeit hervorgeht. Das Gleichgewicht in der Zusammensetzung der Atmosphäre wird durch vulkanische Emanationen einesteils, durch die Vegetation andernteils aufrecht erhalten. Vulkanische Kräfte führen fortgesetzt aus dem Erdinnern Kohlensäure der Atmosphäre zu, welche als Ersatz für den in Karbonaten und sonstigen organischen Sedimenten festgelegten Gehalt an Kohlensäure dient.

Zeiten besonders gewaltiger vulkanischer Eruptionen werden ausgezeichnet sein durch einen hohen Kohlensäuregehalt der Luft, der zur Entwicklung einer ungewöhnlichen Vegetation führt, durch welche in solchen Stadien der Entwicklung der Erde der Gleichgewichtszustand wiederhergestellt wird, und so finden wir die bedeutendsten organischen Ablagerungen

gebunden an Formationen, welche durch besonders intensive vulkanische Tätigkeit ausgezeichnet sind, z. B. das Karbon und das Tertiär. Nach solchen Beobachtungen wird man zu dem Schlusse berechtigt sein, daß der Gehalt an Kohlensäure in unserer Atmosphäre zwar mannigfaltigen Schwankungen während der geologischen Perioden ausgesetzt war, daß aber niemals besonders weit gehende Abweichungen von unsern heutigen Verhältnissen vorhanden waren, indem die fortdauernd aus dem Erdinnern hervorströmende Kohlensäure Ersatz für jene brachte, welche durch die Tätigkeit der Organismen der Atmosphäre entzogen wurde. Sicher enthielt die letztere in keiner unter denjenigen Epochen der Erdbildung, welche wir mit Sicherheit in ihren Resten verfolgen können, so bedeutende Kohlensäuremengen gleichzeitig, daß wir aus diesen den Aufbau der Kalkgebirge erklären könnten. Ganz analoge Betrachtungen dürften auch für den Chlorgehalt der Atmosphäre maßgebend sein; auch freie Salzsäure wird durch vulkanische Tätigkeit fortgesetzt der Atmosphäre zugeführt. So liefert der Vulkan Puracé in Kolumbien allein täglich über 30 000 *kg* Salzsäure.

Organische Verwitterung. Etwas abweichend sind die Vorgänge der organischen Verwitterung, welche die chemische im allgemeinen begleiten und sich gewöhnlich aufs innigste mit dieser vermischen. Die Vegetation entzieht den Gesteinen, besonders dem zur Ackerkrume gewordenen Produkt der chemischen Verwitterung eine Reihe von Substanzen, welche von den Atmosphärilien selbst nicht gelöst werden. Chemische und physikalische Verwitterung machen die Bestandteile der Gesteine zugänglicher für die Pflanzenwelt, welche durch die Ausscheidungen ihrer Wurzeln unter Mitwirkung von Bakterien dem Boden die zu ihrer Existenz notwendigen Substanzen, in erster Linie Kali, Kalk und Phosphorsäure, entzieht. Wenn auch Flechten und Moose und einzelne andere Pflanzen direkt aus dem festen Gestein ihre Nahrung zu ziehen im stande sind, so ist doch die vorherige Aufbereitung der Gesteine durch chemische Verwitterung eine notwendige Voraussetzung für die Entwicklung einer irgendwie bedeutenden Vegetationsdecke, da namentlich rascher wachsende Pflanzen ihren größeren Bedarf an Nährsalzen nur dem schon zerkleinerten und verwitterten Material entnehmen können.

Verschiedene Pflanzen entziehen dem Boden die Salze in verschiedener Menge und bringen gleichzeitig, während sie bestimmte Bestandteile aus dem Boden aufnehmen, in dem von ihnen weiter aufgeschlossenen Material eine Anreicherung der ihnen selbst weniger notwendigen Salze hervor, was bekanntlich von der Landwirtschaft in großem Maße verwertet wird. Daß namentlich dort, wo die chemische Verwitterung wenig intensiv ist, häufig eine Erschöpfung des Bodens an Nährsalzen eintritt, ist bekannt, ebenso daß diese Erschöpfung nur eine scheinbare ist, welche durch die Einschiebung einer Periode vorherrschend chemischer Verwitterung, die Brache, wieder aufgehoben wird,

durch welche eben neue Teile des Bodens für den Gebrauch der Vegetation vorbereitet werden.

Verwitterungsbezirke und Verwitterungsformen. Der Einfluß der Verwitterung auf verschiedenartige Gesteine ist ein sehr wechselnder; während gewisse Gesteine derselben mit großer Leichtigkeit erliegen, erweisen sich andere als sehr widerstandsfähig, und das Relief und der Formenreichtum der Gebirge beruht in erster Linie auf dem verschiedenen Charakter der Verwitterung. Gesteine, welche reich an Glas sind, werden viel leichter umgewandelt als rein kristallinische; poröse und schieferige Bildungen sind weniger widerstandsfähig als kompakte; Gesteine, die in ihrem inneren Gefüge zermalmt sind, erliegen besonders leicht dem Einfluß der atmosphärischen Agentien. Aber auch innerhalb einer scheinbar recht gleichmäßigen Reihe von Gesteinen lassen sich Unterschiede in der Angreifbarkeit deutlich erkennen, und endlich treten durch die Einwirkung der Verwitterung innerhalb eines Gesteinskörpers selbst Unterschiede hervor, welche man im frischen Gestein nicht oder höchstens in Spuren bemerken konnte. Die Verwitterungsschicht, das Eluvium (lat. eluere, auslaugen), bildet daher keine gleichmäßige, der Oberfläche parallele Decke, sondern erscheint durchaus unregelmäßig geformt, indem sie an Klüften und sonstigen schwachen Stellen tief in das Gestein eingreift, an andern, widerstandsfähigeren Partien nur eine dünne Hülle bildet. Der Unterschied erreicht selbstverständlich noch ein höheres Maß, wenn wir die verschiedenen Verwitterungsbezirke betrachten.

Die fast rein physikalische Verwitterung der Wüste mit ihrer stark bewegten Atmosphäre liefert durchaus andere Gesteinsformen als das feuchtwarme Tropenklima mit seiner übermächtigen Vegetation. Dort ist alles bis auf den frischen Fels abgeblasen, in den tropischen Gebieten dagegen sind die meisten Gesteine bis in ziemliche Tiefen gelockert und weithin verändert, an Stelle der scharfen Felsen treten hier gerundete Formen, und frisches Gestein ist nur selten an der Oberfläche vorhanden. Ebenso besteht ein charakteristischer Unterschied zwischen der Verwitterung in den Mittelgebirgen und im Hochgebirge, in welch letzterem die Abtragung der Verwitterung vorauseilt.

Absonderung und Klüftung haben auf die Erscheinungen der Verwitterung einen bedeutenden Einfluß und sind weit ver-

breitete Eigenschaften mannigfacher Gesteine (siehe Abschnitt X). Sie treten bald schon im frischen Gestein deutlich hervor und bleiben dann gleichmäßig, wenn man in die Tiefe eindringt, wie dies z. B. bei zahlreichen Säulenbasalten der Fall ist, oder sie erscheinen nur in den verwitterten Partien und verlieren sich mit der Tiefe allmählich ganz.

Namentlich Granite lassen derartige Verhältnisse häufig erkennen: die an die Oberfläche tretenden Felsmassen sind mehr oder minder dickplattig abgesondert, wie Fig. 33. Schließt man ein derartiges Vorkommen nach der Tiefe zu auf, so sieht man, daß die Absonderungssprünge immer größere Zwischenräume zwischen



Fig. 33. Plattige Verwitterung von Granit. Rudolfstein im Fichtelgebirge.

sich lassen (vgl. Fig. 6, S. 30), bis endlich ein durchaus homogenes Gestein erreicht ist. Aber auch in diesem Gestein weiß der geübte Steinmetz den Verlauf der Absonderung, die sog. Gare oder das Lager zu erkennen, welches in der Struktur des Gesteins seine Ursache hat und meist auf einer der Erstarrungsoberfläche parallelen Anordnung einer besonders großen Anzahl von Glimmerblättchen beruht, durch welche ein leichteres Spalten des Gesteins in dieser Richtung ermöglicht wird. Diesen Richtungen, welche durch die physikalische Verwitterung gelockert werden, folgen die zirkulierenden Gewässer und bringen so die übereinander getürmten Platten hervor. Gewöhnlich ist es nicht eine, sondern mehrere derartige Richtungen, welche das Gestein besitzt, und von welchen aus die Atmosphärilien in der Weise

wirken, daß sie die ursprünglich eckigen Absonderungsstücke in gerundete Gebilde umformen, welche schalige Beschaffenheit annehmen. Wird durch die abtragende Tätigkeit das verwitterte



Fig. 34. Felsenmeer aus granitischen Wollsäcken. Reichenbach im Odenwald. (Phot. Prof. Klemm.)

Zwischenmittel entfernt, so kann das ganze Gefüge so sehr gelockert werden, daß die aufgetürmten Steine, welche ihrer



Fig. 35. Kugelige Verwitterung von Diabas. Fichtelberg im Fichtelgebirge. (Phot. Prof. Klemm.)

Form nach als Wollsäcke bezeichnet werden, übereinanderstürzen und die sog. Felsenmeere hervorbringen (Fig. 34), die aus wirr durcheinander liegenden Wollsäcken bestehen.

Überhaupt haben die Agentien der Verwitterung stets die Tendenz, gleichmäßig struierte Gesteine, welche von verschieden gerichteten Absonderungen durchzogen werden, durch Abwittern der Kanten und Ecken zu runden und zu brotlaibförmigen Bildungen umzuformen, wie dies die Verwitterung des zerklüfteten Diabases Fig. 35 oder jene der quergegliederten Basaltsäulen Fig. 36 zeigt. Im Gegensatz dazu zerfallen Gesteine, die in ihrem inneren Gefüge zermalmt sind, z. B. die Granite der Zentralalpen, bei den Verwitterungsprozessen gleichmäßig zu Sand und Grus. Schiefergesteine leisten im allgemeinen der Verwitterung um so weniger Widerstand, je dünnschieferiger sie sind, wobei eine echte Schieferung die Zerstörung ebensosehr fördert wie eine transversale.



Fig. 36. Kugelige Verwitterung von Basaltsäulen. Schloßberg bei Aussig, Böhmen (J. Roth).

Bei Phonolithen beobachtet man häufig, daß dieselben an der Oberfläche eine sehr dünnplattige Absonderung (Fig. 37) aufweisen; nach der Tiefe zu kommt man auch hier in völlig kompaktes Gestein, welches aber eine der Gare ähnliche Spaltbarkeit besitzt, während im Gegensatz dazu die dünnplattige Absonderung gewisser Quarzporphyre mit einer Zusammenziehung während des Erkaltens zusammenhängt, welche oft mit solcher Gewalt eintrat, daß die einzelnen Quarzeinsprenglinge zerrissen wurden, ganz analog der Erscheinung an den Basaltsäulen, an welchen oft die Olivine zerbrochen sind.

Im allgemeinen gilt als erstes Anzeichen der Verwitterung eines Granites das Auftreten rostiger Infiltrationsprodukte, welche nicht nur im Granitgrus vorhanden sind, sondern von der Oberfläche aus wie von Klüften in das scheinbar noch gesunde Gestein eindringen und dasselbe etwas gelblich färben oder in Form von Dendriten (griech. dendron, Baum) sich auf Kluftflächen absetzen. Das Auftreten



Fig. 37. Schiefrige Verwitterung von Phonolith in den Black Hills (J. D. Irving).

dieser Infiltrationsprodukte ist ein sicherer Beweis dafür, daß das Gefüge des Gesteins gelockert ist. Anderenteils trifft man in verwitterten Gesteinen auch eine völlige Ausbleichung, namentlich da, wo die Verwitterung in oder unter einem Torfmoor vor sich gegangen ist, da durch die vom Moor entwickelte Humussäure der gesamte Gehalt an Eisen gelöst wird. Auch wenn in unsern Breiten die Verwitterung in ungewöhnliche Tiefen geht, wie z. B. bei den Graniten des Bayrischen Waldes, trifft man nach Durchteufung der obersten rosterfüllten Schicht oft vollkommen zu Sand gewordene Bildungen, welche die ursprüngliche Granitstruktur noch deutlich zeigen, aber keine Oxydation des Eisens erkennen lassen.

Die Denudation. Die durch den Verlauf der Verwitterung bedingten Erscheinungen treten durch die Denudation (lat. denudare, entblößen), zu Tage, welche aber nicht allein in der Abtragung und dem Transport des verwitterten Materials sich äußert, sondern auch mittels der transportierten Gesteinsfragmente das Nebengestein angreift und abschleift, wodurch die Verwitterungsformen mannigfache Modifikationen erleiden. Die Denudation ist um so stärker, je geringer die Vegetationsdecke ist, daher besonders groß in der Wüste, im Hochgebirge und in den Polarregionen. Die Erscheinungsform der denudierten Gebiete ist verschieden je nach dem Transportmittel, welches die Denudation hervorbringt. Die denudierende Tätigkeit des Windes wie des Inlandeises äußert sich regional in dem ganzen Gebiete, in welchem dieselben ihre Wirksamkeit ausüben. Diese ist nicht abhängig von der Neigung des Untergrundes, wie das beim fließenden Wasser oder bei den Gletschern der Fall ist, deren Wirkungssphäre außerdem auf diejenigen Gebietsteile beschränkt bleibt, in denen eben das betreffende Agens sich bewegt. Man unterscheidet die denudierende Tätigkeit des Windes als Deflation (lat. deflare, abblasen) von jener des fließenden Wassers, der Erosion (lat. erodere, ausnagen), während man die Abtragung der Gesteine durch die Brandung des Meeres als Abrasion (lat. abradere, abkratzen), diejenige durch Gletscher als Exaration (lat. exarare, auspflügen) bezeichnet hat.

Die vom Wüstensturm bewegten Sandmassen bewirken eine oft sehr intensive Ausnagung, Korrasion (lat. corrado, scharre zusammen), selbst der härtesten Gesteine und bringen in richtungslosen Gesteinen, z. B. Graniten, oft tiefe Höhlen hervor. Gleichmäßige Gesteine werden glatt gescheuert; solche, welche aus körnigen Aggregaten verschieden harter Mineralien bestehen, erhalten eine pockennarbige Oberfläche. Flach gewölbte Fazetten werden an den größeren Bruchstücken angeschliffen, welche gerne die Form der Dreikanter oder Fazettengeschiebe annehmen, oder es bildet sich eine

eigentümlich strahlige Ziselierung der Oberfläche heraus, welche an die Schmelzrinde der Meteoriten erinnert, mit welchen solche Wüstensteine



Fig. 38. Zeugen. Washakiebasin, Wyoming. (Nach A. King.)

noch mehr Ähnlichkeit dadurch erhalten, daß sie eine glänzende schwarze Kruste aufweisen, den sog. Wüstenlack, der aber aus Mangan- und Eisenoxyden besteht. Überhaupt ist die Oberfläche der durch den Wind abgeblasenen Gesteine wie gefirnißt. Größere härtere Bestandteile des zerbrochenen Gesteins werden an Ort und Stelle konzentriert, während die leichter zerstörbare Zwischenmasse ausgeblasen wird; so z. B. sind Anreicherungen von Feuersteinknollen, von Fossilien etc. am Boden der Wüste zu erklären. Steile, hoch aufragende Wände, scharfe Nadeln und Zacken bilden die Erscheinungsform kompakter Gesteine in der Wüste; auch steil gestellte Schichten von Schiefergesteinen ragen in kühnen Formen hervor. Ebene Schichtensysteme werden zu einem flachen Tafelland, dessen Oberfläche eine harte Schicht bildet, die dann wieder von scharf eingerissenen Klüften und Querfurchen zerschnitten und schließlich zu den eigentümlichen Zeugenbergen (griech. zeygos, Joch) (Fig. 38) gegliedert



Fig. 39. Grand Cañon des Coloradoflusses.

werden, deren pilzähnliche Form so außerordentlich bezeichnend ist und deren Hut derselben widerstandsfähigen Schicht angehört. Wenn ein solches Tafelland von größeren Flüssen durchzogen wird, so nehmen diese gewöhnlich auf schon vorhandenen Klüften ihren Weg und nagen sie oft zu tiefen Schluchten, den Cañons (Fig. 39, S. 93), aus, welche mit ihren schroffen Formen und senkrechten Wänden zu den wildesten Landschaftsbildern gehören.

Desgleichen wird durch das Inlandeis die ganze Verwitterungsdecke entfernt, wobei aber die Felsen nicht die scharfen Formen der Wüste, sondern vorherrschend die abgerundeten Formen der sog. Rundhöcker (franz.



Fig. 40. Rundhöcker am Grimselhospiz, Berner Oberland. (Phot. Photoglob.)

roches moutonnées) (Fig. 40) annehmen, welche überhaupt für glaziale Denudation charakteristisch sind. Große Niveauunterschiede, tief eingeschnittene Täler fehlen den Gebieten der reinen Exaration. Die durch das Inlandeis resp. bei der Bewegung des Eises von dem eingefrorenen Gesteinmaterial abgehobelten Felsen weisen oft glänzende Oberfläche und die sog. Schrammen auf, parallel der Bewegung des Eises verlaufende Ritzen, die zwar sehr charakteristisch sind, aber ebenso wie die Oberflächenskulptur der Wüstensteine rasch zerstört werden, wenn das betreffende Gebiet in einen andern Verwitterungsbezirk übergeht.

In allen übrigen Denudationsgebieten sammelt sich am Hange der Felsen der gemischte Gehängeschutt, der nur, insofern er durch Abrutschungen,

durch Gletscher oder Bäche abgetragen wird, in den Bereich der transportierenden Kräfte kommt. Das fließende Wasser wie die Gletscher folgen den Talrinnen, ihre denudierende Tätigkeit äußert sich daher hauptsächlich in diesen.



Fig. 41. Dolomitriff des Schlern bei Bozen.

Die Erosion ist in erster Linie abhängig von der Neigung des Untergrundes, da durch diese die Stoßkraft des Wassers erhöht wird. So können



Fig. 42. Borstein bei Reichenbach im Odenwald. Verkieselter Schwerspatgang.

unter Umständen tiefe Rinnen in die Gesteine gegraben werden, wie sie z. B. die zahlreichen Klammen der Alpen darstellen, welche durch die erodierende Tätigkeit des Wassers in die verschiedensten Gesteine eingenagt worden sind. Stromschnellen und Wasserfälle beschleunigen die Erosion, und die wirbelnde

Bewegung des Wassers bringt hier oft größere Gerölle zum Rotieren, welche runde Löcher in die Felsen einbohren, die man als Strudellöcher oder Wirbelkolke, auch als Riesentöpfe, oder wenn sie dem Schmelzwasser der Gletscher ihre Entstehung verdanken, als Gletschertöpfe bezeichnet.

Wo die Erosion außerordentlich rasch arbeitet, wie im Hochgebirge mit seinen bedeutenden Niveaudifferenzen, bleibt die Verwitterung hinter ihr zurück. Granite bilden dort hoch aufragende kompakte Massen; von schiefrigen Gesteinen bleiben oft widerstandsfähigere Lagen in mächtigen, steil gestellten und überhängenden Wänden stehen oder bilden sägeähnlich gezackte Grate, die in ihrem ganzen Gefüge vermorscht sind und an ihrem Fuße mächtige Schutthalden aufspeichern. Diese rutschen nicht selten nach abwärts und gelangen so in den Bereich des fließenden Wassers, das sie als gefährliche Muren talabwärts wälzt. Besonders großartig sind hier die Formen der viel-

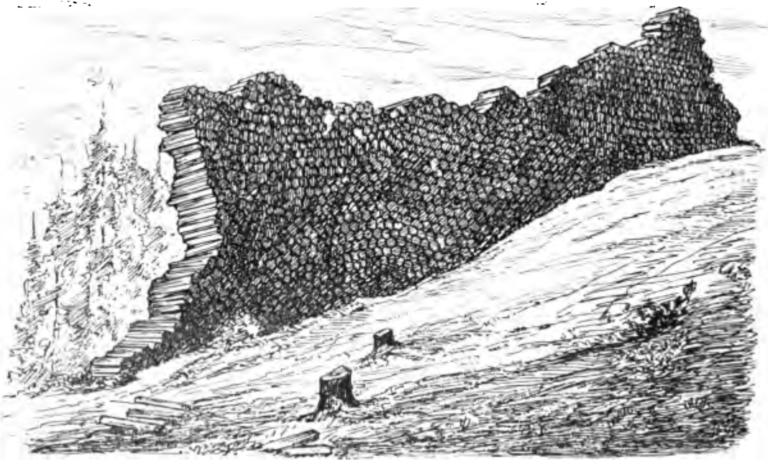


Fig. 43. Teufelsmauer bei Oschitz in Böhmen. Denudierter Basaltgang.

fach zerklüfteten Dolomite mit ihrem Mangel an Schichtung, die zu den kühnsten Felsennadeln führen (Fig. 41, S. 95). Im Mittelgebirge bleibt die Erosion meist hinter der Verwitterung zurück, es resultieren gerundete Rücken, Berge mit sanften Böschungen, deren Höhen von steilen Felsgruppen gekrönt sind, oder von den großartigen Block- und Felsenmeeren, welche namentlich die Verwitterung granitischer Gesteine hervorbringt.

Pittoreske Felsformen entstehen, wenn widerstandsfähigere Gesteine zwischen leicht verwitternden eingeschaltet sind; so erscheinen z. B. Quarzmassen, wie in Fig. 42, S. 95, in hoch aufragenden Felsmassen über dem abgeblätterten Schutt. In andern Gebieten sind Basaltgänge (Fig. 43) als Mauern stehen geblieben und besonders ragen die Serpentinstöcke häufig als wilde vegetationslose Kuppen hervor.

Die Abrasion wirkt ähnlich der Erosion und ist selbstverständlich auf die Küste, das Gebiet der Brandung beschränkt. Die Brandung greift in erster Linie weichere Gesteinslagen an, wodurch entweder die Felsen unter-

graben, oder wenn die Schichtung quer zur Küste verläuft, tiefe Buchten ins Land hineingenagt werden. Besonders schön zeigt sich der Unterschied in dem Widerstand gegen die Brandung an der Südküste der schottischen Insel Arran, wo Hunderte von Trappgängen als Mauern über leicht zerstörbarem Sandstein stehen geblieben sind und weit ins Meer hinaus vorragen, wie es die Kartenskizze in Fig. 44 zeigt.

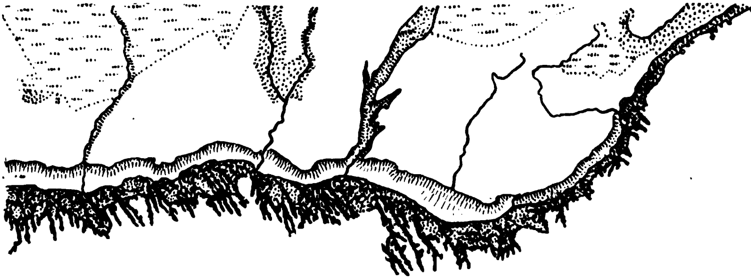


Fig. 44. Karte der Südküste der Insel Arran.
Die durch Abrasion freigelegten Trappgänge sind besonders kräftig hervorgehoben.

VI. Die Beschaffenheit der Sedimente.

Literatur:

G. Bornemann, Über den Buntsandstein in Deutschland, Jena 1889. C. Clement, Über die Bildung des Dolomits: Tscherm. min. petr. Mitt. XIV (1895) 526. G. R. Credner, Die kristallinischen Gemengteile gewisser Schiefertone und Schiefer: Zeitschr. ges. Naturw., Halle LXIV (1874). C. W. Gümbel, Die am Grunde des Meeres vorkommenden Manganknollen: Sitzungsber. bayer. Akad. Wissensch. 1878, 189. F. Hoppe-Seyler, Über die Bildung von Dolomit: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XXVII (1875) 520. G. Klemm, Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine: ebd. XXXV (1882) 1. E. Kohler, Über die sog. Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden: Geogn. Jahresh. XVI (1903), 105. D. Kreichgauer, Die Äquatorfrage in der Geologie, Steyl 1902. L. Lemière, Transformation des végétaux en combustibles fossiles: Compt. rend. VIII. congr. géol. intern. 1900 (Paris 1901) 502. H. Monke und F. Beyschlag, Über das Vorkommen des Erdöls: Zeitschrift prakt. Geol. XIII (1905), 1, 65 u. 421. J. Murray und A. F. Rénard, Les caractères microscopiques des cendres volcaniques et des poussières cosmiques et leur rôle dans les sédiments de mer profonde: Bull. mus. roy. hist. nat. Belgique III (1884) 1. Dies., Notice sur la classification, le mode de formation et la distribution géographique des sédiments de mer profonde: ebd. 25. C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlagerstätten und ihrer Mutterlaugensalze, Halle 1877. Ders., Die Bildung mächtiger mariner Kalkabsätze: Neues Jahrb. Mineral. 1890 II 53. Ders., Die Bildung von Kohleflözen: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XLIII (1891) 84. Ders., Kohle und Petroleum: Zeitschr. prakt. Geol. 1896, 65. J. H. van 'tHoff, Über die Auskristallisation komplexer Salzlösungen bei konstanter Temperatur unter Berücksichtigung der natürlichen Salzvorkommnisse: Zeitschr. angew. Chemie

XIV (1901) 531. Ders., W. Meyerhöfer u. Norm. Smith, Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagers XXIII: Abschluß und Zusammenfassung: Sitzungsber. preuß. Akad. Wiss. 1901, 1034. Joh. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung, Berlin 1900.

Zusammensetzung der Sedimente. Der Verwitterungsrückstand und die Verwitterungslösung liefern das Material zum Aufbau der Sedimente. Wo der erstere in den Bereich der an der Oberfläche der Erde wirksamen transportierenden Kräfte kommt, wird er von seinem Ursprungsort weg an eine andere Stelle getragen und liefert dort das Material zu den mechanischen Sedimenten, welche man je nach dem ihre Übertragung bewirkenden Mittel, dem Wind, dem bewegten Wasser oder dem Eis, als äolische (Aiolos, griech. Gott der Winde), alluviale (lat. alluvio, Anschwemmung) und glaziale (lat. glacies, Eis) Ablagerungen bezeichnet.

Aus der Verwitterungslösung bilden sich durch ihre einfache Konzentration die chemischen Sedimente (fälschlich auch Präzipitate genannt), während andernteils der Einwirkung der Organismen auf die Verwitterungslösung eine wichtige Reihe organogener Sedimente ihre Entstehung verdankt. Diese bestehen vorherrschend aus den anorganischen Skelettteilen der Organismen, während eine zweite Gruppe organogener Gesteine vorherrschend deren organischen Bestand enthält.

Da die Sedimente aus der Zerstörung der primären Gesteine hervorgegangen sind, bezeichnet man sie auch als sekundäre Gesteine. Infolge der Zerlegung der ersteren durch die chemische Verwitterung in einen Rückstand und eine Lösung einesteils, infolge der Teilung des Rückstands durch die eine mechanische Sedimentation bedingenden Kräfte in Fraktionen von verschiedener Korngröße andernteils entsteht ein scharfer Gegensatz zwischen dem chemischen Typus der Eruptivgesteine und jenem der Sedimente. Dieser Gegensatz ist bei den aus der Verwitterungslösung entstandenen Gesteinen besonders hervortretend, läßt sich aber auch in den meisten Vorkommnissen äolischer oder alluvialer Sedimente mit großer Deutlichkeit verfolgen und tritt nur bei den glazialen Sedimenten stärker zurück, bei deren Bildung die chemische Verwitterung keine Rolle spielt und auch beim Transport im allgemeinen keine Sonderung des Materials eintritt. Auch da, wo

das Verwitterungsmaterial nahe der Ursprungsstelle in wenig bewegtem Wasser wieder zur Ablagerung gelangt ist, oder wo lockere vulkanische Auswurfsmassen durch die sog. Schlammströme wieder umgelagert wurden, können die Sedimente, die aber dann nur ganz lokale Bedeutung haben, chemisch sich dem Typus der Eruptivgesteine nähern. Im übrigen ist der Unterschied ein durchgreifender: die normalen Sedimente aller Gruppen haben eine von normalen Eruptivgesteinen durchaus abweichende Zusammensetzung.

Mechanische Sedimente. Die mechanischen Sedimente entstehen durch die Aufbereitung des Verwitterungsrückstandes; die Zusammensetzung derselben in ihrer Gesamtheit ist daher mit diesem übereinstimmend. Unter den Bestandteilen des Verwitterungsrückstandes sind von besonderer Wichtigkeit die Umwandlungsprodukte der Feldspate, welche zur Entstehung feinschuppiger bis völlig strukturloser, scheinbar amorpher Mineralien Anlaß geben, die vorherrschend die Tongesteine zusammensetzen, welche aus den feinsten Teilchen des Rückstandes bestehen. Erhaltene Reste von Feldspat neben diesem sind selten, und völlig frisch pflegt überhaupt nur der Mikroklin zu sein.

Der Quarz erliegt der chemischen Verwitterung überhaupt nicht, bleibt daher erhalten, ebenso der lichte Glimmer, während der Biotit ausgebleicht erscheint. Untergeordnete Gemengteile der mechanischen Sedimente sind ferner alle schwer verwitternden Bestandteile der Eruptivgesteine, vor allem Apatit und Zirkon in frischen, Monazit und Xenotim in getrübten und umgewandelten Individuen. Eine große Rolle zumal in den dichtesten der hierher gehörigen Gesteine spielt der Rutil in feinster Verteilung, als sog. Tonschiefernädelchen; dazu kommen eckige oder abgerundete Körner von Turmalin, Staurolith, Granat, Epidot, Chloritschüppchen, oxydische Erze etc. Dagegen fehlen in den mechanischen Sedimenten die Bestandteile der Verwitterungslösung um so mehr, je leichter dieselben löslich sind. So trifft man aus dieser Lösung herstammende Kieselsäure oder Kalkkarbonat verhältnismäßig in noch weiterer Verbreitung und oft noch in den organischen Formen, in denen sie niedergeschlagen wurden. Steinsalz, Anhydrit und Gips sind dagegen hier nur als rein lokale Beimengungen bekannt.

Die aus den Feldspaten entstandenen Verwitterungsprodukte sind in ihrer mineralogischen Beschaffenheit noch recht wenig bekannt. Wie schon oben betont wurde, ist die in der Geologie allgemein als normale Verwitterung angesehene Kaolinbildung eine durchaus lokalisierte Erscheinung, und die Produkte der regionalen Verwitterung der Feldspate unterscheiden sich durchgängig durch geringeren Wassergehalt und oft nicht unbedeutenden Alkaligehalt vom Kaolin. Welcher Gruppe von Mineralien aber die den Hauptbestandteil der Tongesteine ausmachende feinschuppige bis völlig strukturlose und dann scheinbar amorphe „Tonsubstanz" angehört, läßt sich bis heute nicht entscheiden. Nur soviel ist sicher, daß der Kaolin als wesentlicher Gemengteil nur in den ganz lokalisierten Gruppen der Kaolintone, Kaolinsandsteine und plastischen Tone überhaupt in Frage kommt.

Außer den zweifellos klastischen Bestandteilen, die der Verwitterung präexistierender Gesteine ihre Entstehung verdanken, enthalten die mechanischen Sedimente noch eine Reihe weiterer Gebilde. Nur in den rezenten Meeresablagerungen bekannt sind Teilchen vulkanischer Aschen in mehr oder minder verändertem Zustand, ferner winzige, den Chondren der Meteoriten nicht unähnliche Bildungen, die nicht selten einen Kern von gediegenem Eisen enthalten und auch durch eine oberflächliche Schmelzkruste die Herkunft aus meteorischen Staubmassen nicht unwahrscheinlich machen. Diese leicht veränderlichen Bestandteile sind in älteren Sedimenten wohl allenthalben umgewandelt. Dazu kommen mannigfache Kristallisationen der Diagenese, welche weiter unten besprochen werden sollen, ferner durch die Organismen ausgeschiedene und später oft wieder stark veränderte Bestandteile der Verwitterungslösung, in den Wüstensedimenten speziell überhaupt alle in der rasch verdunsteten Verwitterungslösung enthaltenen Bestandteile.

Endlich wäre noch auf eine Reihe zweifellos authigener kristallisierter Gesteinselemente einzelner mechanischer Sedimente hinzuweisen. Außer Quarz und Kalkspat und den zuletzt erwähnten Salzen, deren Kristallisation zweifellos noch in die Bildungsepoche der betreffenden Sedimente fällt, sind dies speziell lichte Glimmer und Albit, die in gewissen, meist stark verfestigten Tongesteinen, speziell den Dachschiefern, sich in weiterer Verbreitung finden und deren Entstehung ebensowenig sicher klargelegt ist wie diejenige feinster Granatskelette, welche in schwäbischen Keupersandsteinen vorkommen sollen. Etwas anderes scheint es mit authigenen Turmalinindividuen in solchen Gesteinen auf sich zu haben, die wohl im allgemeinen die äußersten Zonen kontaktmetamorpher Umwandlung charakterisieren, in welchen eine sonstige Gesteinsveränderung kaum oder gar nicht mehr zu verfolgen ist.

Der Transport des Verwitterungsrückstandes durch Eis bringt im allgemeinen kaum eine Sonderung nach der Korngröße hervor; glaziale Sedimente sind daher aus Bruchstücken von verschiedenster Form und Größe gemischt und dabei in der Hauptsache ungeschichtet. Bei der Bildung von Sedimenten durch Wind und Wasser aber tritt eine Trennung der Bestandteile in erster Linie nach der Korngröße ein, und da ferner die transportierende Kraft dieser Faktoren wechselt, so erscheinen die äolischen und in noch höherem Maße die alluvialen Ablagerungen geschichtet.

Von den so gesonderten Bestandteilen bezeichnet man als Staub, in feuchtem Zustand als Schlamm (griech. pelos) Bruchstücke bis zu ca 0,1 *mm* Durchmesser, daraus vorherrschend bestehende Absätze sind die Pelite oder Tongesteine. Sand (griech. psammos) variiert bis zu ca 2 *mm*; er setzt die Psammite oder Sandsteine zusammen. Noch gröberes Material heißt Grand, Kies (griech. psephos), endlich Gerölle und Blöcke; die daraus bestehenden Gesteine heißen Psephite oder Konglomerate (lat. conglomerare, zusammenballen).

Äolische Ablagerungen. Äolische Ablagerungen entstehen durch den Windtransport des Verwitterungsmaterials; Voraussetzung ihrer Bildung ist ein von Vegetation entblößter Bezirk, wie es in einem durch den Rückzug der Gletscher oder des Inlandeises freigewordenen Gebiet oder an der Seeküste und in besonders ausgedehnter Weise in der Wüste vorliegt. Die Tätigkeit der Winde bringt eine weitgehende Sonderung nach der Korngröße hervor; größere Bruchstücke werden von dem Wind nur wenig bewegt, erleiden aber ebenso wie die anstehenden Felsen der Wüste durch den aufgeblasenen Sand eine mehr oder minder vollkommene Abschleifung, wobei sie namentlich gerne die Form der Dreikanter annehmen, die als besonderes Kennzeichen in den untersten Horizonten von Wüstenablagerungen anerkannt sind.

Aus dem gröberen Detritus entführen die oft ungeheuer gewaltigen Sandstürme die kleineren Bestandteile, welche während der allmählichen Abschwächung der Stoßkraft der Stürme eine weitere Sonderung erfahren. Innerhalb des eigentlichen Wüstengebietes kommt reiner, meist sehr gleichmäßiger Sand zur Ablagerung, welcher gelbe bis rote Farbe besitzt, der sog. Flugsand oder Wüstensand, der zu Dünen aufgeschüttet wird. Eine Schichtung entsteht in äolischen Ablagerungen durch die wechselnde Stoßkraft des Windes; die Dünen sind daher aus Lagen von verschieden grobem Material aufgebaut, welche auf der Windseite einer Böschung von 10—20°, auf der Windschattenseite eine solche von 30° aufweisen. Wenn verschiedene Systeme solcher Dünenbildungen, durch horizontale Ablagerungen getrennt, übereinander vorhanden sind (Fig. 45), so

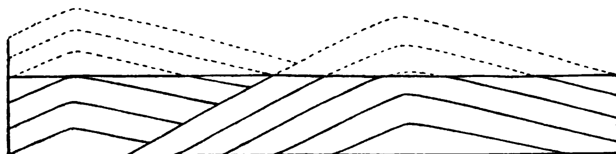


Fig. 45. Entstehung der Kreuzschichtung durch Dünenbildung und Denudation. (Nach J. Walther.)

tritt der Charakter dieser schief verlaufenden Schichtung in der sog. Kreuz- oder Diagonalschichtung deutlich hervor, eine Erscheinung, die für zahlreiche Sandsteine charakteristisch ist.

Die Ablagerungen von Flugsand zeigen die Erscheinung der Rippelmarken (Fig. 46) an der Oberfläche der Dünen; das sind quer zur Windrichtung verlaufende, kleine und wellige Rippen und Kämme, die sich in mannigfacher Weise verästeln, wodurch sie sich in erster Linie von den regelmäßigeren Wellenfurchen am Seestrand unterscheiden.

Neben diesem Sand, und oft auf das innigste mit Sand und Staub vermischt, trifft man untergeordnete Vorkommnisse von Steinsalz, hervorgebracht durch die wenig bedeutenden Wüstenflüsse und die eintrocknenden Salzpfannen, wie überhaupt der ganze Wüstenboden salzhaltig ist.


Fig. 46. Rippelmarken nach W. Cross.

Der feinste Staub und namentlich die schuppigen und glimmerigen Mineralien werden vom Winde weit über das Gebiet der eigentlichen Wüste hinausgetragen, und erst der Graswuchs der vorgelagerten Steppe nimmt dieselben auf. Die Steppengräser häufen diese feinsten Materialen zusammen, wachsen durch dieselben weiter, und auf diese Weise entstehen die oft mächtigen und stets ungeschichteten Lößlager, deren eigentümliche röhrige Struktur und vertikale Zerklüftung auf das Wachstum dieser Gräser zurückzuführen ist. Infolgedessen neigt der Löß, zumal wo er in mächtigen Ablagerungen auftritt, zur Bildung hoch aufragender vertikaler Wände, und die tief eingeschnittenen Hohlwege mit ihren senkrecht aufsteigenden Wänden bilden eine charakteristische Erscheinungsform der Lößlandschaft. Bezeichnend für die äolischen Ablagerungen ist die Erscheinung, daß selbst die allerfeinsten Quarzkörnchen deutlich gerundet sind, welche beim Wassertransport völlig kantig bleiben.

In den Ablagerungen der Wüste selbst sind organische Reste selten, an Oasen etc. aber oft stark zusammengehäuft; diejenigen der Steppe enthalten dagegen Landschnecken etc. in weiter Verbreitung, und die Diagenese, den eigentlichen Wüstenablagerungen fremd, bewirkt im Löß eine Konzentration des Kalkgehaltes in den vertikalen Wurzelröhren der Pflanzen (sog. Beinbruch) und in den Lößkindchen.

Bemerkenswert ist, daß solche äolische Bildungen auch als Folge aller bedeutenden glazialen Perioden nach dem Rückzug der Eismassen auftreten. Die Erklärung für diese Erscheinung ist folgende: Im Zentrum der stark erhöhten, mächtigen Inlandeismasse entsteht ein antizyklonisches System von Winden, welche beim Herabsinken nach der Peripherie sich erwärmen und ihren Feuchtigkeitsgehalt einbüßen. Es sind die glazialen Föhne. Zur Zeit des Rückganges des Inlandeises wird die lockere Grundmoräne freigelegt, ein vegetationsloses Gebiet, in welchem das Wasser versickert. So entwickelt sich ein eigentliches Wüstenklima als Folge der glazialen Erscheinungen.

Auch die Küstenzonen zeigen am Sandstrand ähnliche Verhältnisse wie die Wüste. Während der Wellenschlag die feinsten tonigen Partikeln auswäscht, entführt während der Ebbe der Wind den lockeren Ablagerungen den feinen Sand, den er oft weit landeinwärts trägt und zu Dünen aufschüttet, welche ebenso wie die Dünen der Wüste beschaffen, aber durch meist sehr lichte bis weiße Farben ausgezeichnet sind. Da sie nur aus lockeren Aufschüttungen von gleichmäßigem Sand bestehen, sind sie sehr beweglich, Wanderdünen.

Alluviale Ablagerungen. Die mechanischen Sedimente, welche durch die Tätigkeit des bewegten Wassers entstehen, sind recht mannigfaltig, und man unterscheidet zunächst die Ablagerungen der Flüsse, die fluviatilen Sedimente (lat. fluvius, Fluß) von den marinen, den Meeresabsätzen (lat. mare, Meer). Entsprechend dem Wirkungsbezirk des betreffenden Faktors sind die ersteren lokalisierte, letztere regionale Bildungen.

Die fluviatilen Ablagerungen führen in erster Linie den gröberen Bestand und die spezifisch schwereren Gemengteile der verwitterten Gesteine — um so weniger abgerollt, je näher sich der Absatz noch der Ursprungsstelle befindet — um so weniger entmischt, je geringer die Stoßkraft des Wassers ist. Bei weiterem Transport werden in erster Linie die gröberen, später auch die feineren Teile des Detritus abgerollt, während die allerfeinsten Körnchen auch bei sehr weitem Wassertransport keine Abrundung erfahren. Bei stärker bewegtem Wasser tritt eine Entmischung der Verwitterungsprodukte ein, so daß der sich ablagernde Schotter vom Ursprung gegen die Mündung zu trotz der Zunahme der Wassermasse feiner und feiner wird; er macht mit

der Abnahme der Stoßkraft sandigen und schließlich schlammigen Ablagerungen Platz. Ein Fluß, der auf langem Laufe seine Stoßkraft allmählich eingebüßt hat, trägt in das Meer nur die sog. Flußtrübe, die feinsten im Wasser suspendierten Teilchen; diese werden durch den Salzgehalt des Meeres rasch katalytisch gefällt und führen zur Deltabildung resp. umgeben die Kontinente in einem schmalen Saum. Nur geringe Spuren der allerfeinsten Bestandteile werden in das offene Meer hinausgeführt, wo daher die Bildung von Sedimenten außerordentlich langsam vor sich geht. Süße Seen, welche dem Flußlauf eingeschaltet sind, bewirken eine Ablagerung der gröberen Gemengteile im Seebecken, so daß der Abfluß stets viel feinere Sedimente aufweist.

Die fluviatilen Ablagerungen zeigen entsprechend der ziemlich wechselnden Stoßkraft, welche durch Hochwasser verstärkt, durch Trockenperioden abgeschwächt wird, eine Art von Schichtung, welche im allgemeinen nicht die normale Parallelstruktur, sondern ungleichförmig ist, indem sie plötzlich absetzt und ohne Übergang eine andere Richtung annimmt, Kreuzschichtung, in der Erscheinung ähnlich dem Dünensand. Die Sonderung des Materials, welche durch das fließende Wasser eintritt, wirkt sehr häufig stark konzentrierend auf bestimmte härtere oder schwerere Gesteinsbestandteile; so kann sich z. B. aus dem Detritus eines nur wenig von kompakten Quarzgängen durchsetzten Granites ein reines Quarzkonglomerat entwickeln, da die Quarzbrocken der Zertrümmerung viel mehr Widerstand entgegensetzen als das gelockerte körnige Gestein. Oder es bilden sich aus Gesteinen, welche an sich sehr arm an Edelmetallen oder andern spezifisch schweren Bestandteilen, z. B. Edelsteinen, sind, im Laufe langer Zeit reiche Anhäufungen dieser Bestandteile, die sog. Seifen, wobei namentlich in Unebenheiten des Untergrundes die schweren Gemengteile sich besonders anreichern und so oft außerordentlich reiche Taschen (engl. *pockets*) bilden.

Die marinen Ablagerungen kann man in verschiedene Zonen gliedern, zunächst das eigentliche Litoralgebiet (lat. litus, Küste), in welchem sich der Einfluß der Gezeiten, Brandung und Wellenschlag bemerkbar machen. An felsigen Küsten werden die Gesteine vom Meere unterwaschen, und es bildet sich ein Blockstrand. Durch die mächtige Stoßkraft der Wellen erfolgt die Abrasion, es werden selbst gewaltige Blöcke übereinander gerollt, gerundet und zertrümmert, und gleichzeitig tritt eine Sonderung nach der Größe ein. Gegen das Meer hin folgt der Kiesstrand und dann der Sandstrand, in welch letzterem wieder einzelne Anhäufungen schwerer Mineralien (Granatsand, Magneteisensand) auftreten können. Das Spiel der Wellen

wäscht die feineren Bestandteile aus dem Sande aus, und die Winde entführen zur Zeit der Ebbe aus dem ausgewaschenen Sand die kleineren Körner, welche sie als meist völlig tonfreien Dünensand landeinwärts tragen. Die Ablagerungen der Litoralzone sind daher Konglomerate und Sandsteine, in welchen sich Reste von Organismen der See mit solchen des Festlandes mischen. Vorkommnisse dieser Art in früheren geologischen Perioden erscheinen z. B. in den für die Tektonik so wichtigen Bodenkonglomeraten, welche die Transgressionen des Meeres bezeichnen.

Rasch erfolgt von der Küste gegen das offene Meer zu der Übergang von Kies und Sand zum Schlamm, dem Kontinentalschlamm, der durch fein verteiltes Eisensulfid oder Kohle eine bläuliche Farbe annimmt, Blauschlamm, oder durch Glaukonit grün gefärbt ist, Grünschlamm; letzterer geht durch Vorherrschen des Glaukonits in eigentliche Grünsande über. Im Kontinentalschlamm mischen sich die Bestandteile der Flußtrübe mit dem feinen aus dem Sandstrand ausgewaschenen Material; feine Quarzkörnchen sind in demselben noch allenthalben enthalten, und er ist häufig durchsetzt von pflanzlichen und tierischen Resten. Ferner mischen sich in dieser Zone der Flachsee phytogene und zoogene Kalkablagerungen mit dem Detritus des Festlandes.

In den eigentlichen Tiefseeablagerungen endlich herrschen rote Tone vor, meist untermischt mit zersetztem vulkanischem Auswurfsmaterial, zum Teil durch diagenetische Prozesse völlig entkalkt und gewöhnlich ohne irgend welche gröberen Bestandteile. An andern Stellen aber werden diese Ablagerungen ersetzt durch zoogene resp. phytogene Kalk- und Kieselschlicke. Die Ablagerungen des Meeres sind im allgemeinen deutlich geschichtet. Die ursprüngliche Schichtung verläuft dabei parallel zu der Konfiguration des Untergrundes, ist daher namentlich beim Kontinentalschlamm häufig durchaus nicht horizontal; namentlich an Korallenstöcken, an Klippen etc. angelagerte Sedimente der sog. Vorriffzone sind durch geneigte Schichtung ausgezeichnet.

Die Schichtung entsteht gewöhnlich durch aufeinanderfolgende Ablagerung verschiedenartiger Sedimente, direkte Schichtung: jeder Schichtenwechsel bezeichnet dann einen abrupten Wechsel in den Bedingungen der Sedimentation, während bei langsamer Änderung Übergänge von Gesteinen entstehen und gleichmäßiger Absatz zu ungeschichteten Sedimenten führt. Die Abtrennung der einzelnen Schichten ist oft durch einen feinen Besteg hervorgebracht, der die leichtere Trennung der Schichtflächen ermöglicht; derselbe ist als eine äußerst dünne Schicht von abweichender Beschaffenheit anzusehen.

Indirekte Schichtung entsteht, wenn aus einem schon sedimentierten Material leichtere oder feinere Bestandteile ausgewaschen werden, welche sich über dem gröberen Rückstand absetzen.

Glaziale Ablagerungen. Am nächsten steht die Zusammensetzung glazialer Ablagerungen in chemischer Beziehung dem ursprünglichen Gestein, weil das Material derselben in der Hauptsache keine chemische Verwitterung durchgemacht hat und die schiebende Bewegung des Eises nur wenig Sonderung des Materials bewirkt.



Fig. 47. Erdpyramiden am Ritten bei Bozen.

In glazialen Sedimenten trifft man die größten, oft hausgroße Geschiebe eingebettet in den feinsten Schlamm, und die Ungleichmäßigkeit der Zusammensetzung wie der Mangel einer Schichtung sind die hervortretendsten Eigenschaften dieser Ablagerungen. Diese Erscheinung bewirkt in den diagenetisch etwas verhärteten Bildungen eigentümliche Erosionsformen, indem der feine Schlamm von den stürzenden Regenmassen nicht gleichmäßig ausgewaschen wird, sondern, lokal durch das Schutzdach eines größeren Blockes vor deren Einwirkung geschützt, zur Bildung hoch aufragender Pfeiler, der sog. Erdpyramiden, Anlaß gibt (Fig. 47). Die petrographische Eigenart glazialer Ablagerungen, welche aus den verschiedensten geologischen Perioden bekannt sind, ergibt sich aus dieser Mischung von feinem und grobem Material, ferner aus dem Vorkommen glattgescheuerter und geritzter Geschiebe, welche der Grundmoräne entstammen, zwischen welchen öfter die nicht abgerollten Blöcke zu beobachten sind, die das Eis auf seinem Rücken transportiert hat.

Speziell die Vorkommnisse geritzter und geschrammter Geschiebe werden gerne als ein charakteristisches Kennzeichen glazialer Tätigkeit angesehen. Doch ist zu bemerken, daß auch durch mächtige Schuttrutschungen an Gehängen solche Schrammen entstehen können, und daß Verwerfungen und Überschiebungen nicht selten durch eine Brekzienbildung gekennzeichnet sind, die ebenfalls polierte und gekritzte, sog. pseudoglaziale Geschiebe enthält. Das Ver-

breitungsgebiet dieser Bildungen ist aber meist ein ziemlich beschränktes gegenüber demjenigen eigentlicher glazialer Ablagerungen.

Chemische Sedimente. Die hauptsächlichsten Bestandteile der Verwitterungslösung sind Karbonate, Sulfate und Chloride der Alkalien und alkalischen Erden, welche daher auch den Hauptbestand der chemischen Sedimente ausmachen. Da es sich bei der Bildung dieser Sedimente in erster Linie um eine Auskristallisation aus der Lösung handelt, so haben sie in der Hauptsache kristallinische Struktur. Sie unterscheiden sich aber von den kristallinischen Gesteinen im eigentlichen Sinn durch stets vorhandene Beimengungen klastischer Bestandteile.

Die an sich im normalen Süßwasser weit vorherrschenden Karbonate der alkalischen Erden sind einesteils sehr schwer löslich, andernteils werden sie von den Organismen massenhaft verbraucht, so daß sie niemals in bedeutenderem Maße sich konzentrieren. Kalkstein und Dolomit haben daher unter den chemischen Sedimenten eine ziemlich untergeordnete Bedeutung, und man trifft eine größere Anreicherung von Karbonaten in dem an Organismen so reichen Meerwasser nur da, wo karbonathaltige Süßwasser sich ins Meer ergießen. Vielleicht kann unter solchen Umständen eine direkte Abscheidung des kohlensauren Kalks vor sich gehen; sehr viel häufiger aber handelt es sich jedenfalls um eine Ausfällung, eine Präzipitation (lat. praecipitatio, Herabfallen), indem das im Wasser gelöste Kalksulfat durch bei der Verwesung gebildetes Ammoniumkarbonat niedergeschlagen wird. Jedenfalls aber besitzt die Ausscheidung des kohlensauren Kalks durch den lebenden Organismus eine viel größere Bedeutung für die Bildung der Sedimente als die rein chemischen Prozesse.

Die Kristallisation des Karbonats erfolgt, wie neuere Untersuchungen zeigen, in Form von Kalkspat und meistens als sehr feiner Schlamm, soweit das Wasser noch sehr wenig salzig ist. Man führt die besonders dichten Kalksteine, die auch unter dem Mikroskop kaum eine Andeutung von kristallinischer Struktur erkennen lassen, z. B. die Solenhofener Plattenkalke, auf diese Art der Bildung zurück. Im salzreichen Wasser aber bewirkt der chemische Niederschlag von Karbonat offenbar die Bildung von Aragonit, welcher sich dann gerne in radialstrahligen und konzentrisch schaligen Bildungen um winzige, im Wasser flottierende Fremdkörper, Algen etc. ansetzt und so kleine, etwa

stecknadelkopfgroße Kügelchen bildet, die den Hauptbestandteil der Oolithe ausmachen.

Der im salzigen Wasser gebildete Aragonit, welcher so als wichtiger, ursprünglicher Gesteinsbestandteil erscheint, ist in dem entsalzenen Sediment nirgends erhalten; es gibt keine aus Aragonit bestehenden Sedimentgesteine. Wenn die Entsalzung des Sedimentes eintritt, so stellt der Aragonit eine labile Gleichgewichtslage des Karbonats dar, er lagert sich zu Kalkspat um, und dabei wird sehr häufig die ursprüngliche Struktur des Gesteins stark gestört (vgl. Fig. 5 u. 6 auf Taf. VI), und das Ganze nimmt besonders gern einen mehr kristallinischen Habitus an.



Fig. 48. Erbsenstein von Karlsbad.

Chemische Kalksedimente aus süßem Wasser sind die Süßwasserkalke, Kalksinter und Kalktuffe, die Tropfsteinbildungen etc., bei welchen übrigens der Niederschlag öfter durch Algen, Moose u. dgl. in der Weise eingeleitet wird, daß diese dem gelösten Bikarbonat Kohlensäure entziehen und so das wenig lösliche einfache Karbonat zur Ausscheidung bringen. Doch sind von solchen Ablagerungen des vadosen Süßwassers häufig sehr schwer einzelne Bildungen zu unterscheiden, welche, wie die Sauerwasser- oder Sprudelkalke, juvenilen Quellen ihre Entstehung verdanken, und die zum Teil, wie die sog. Sprudelschale von Karlsbad, ziemliche Bedeutung erreichen. In solchen Absätzen, zumal wenn sie aus heißen Quellen entstanden sind, trifft man aber häufig noch den Aragonit als Bestandteil der kaum mehr als Gesteine zu bezeichnenden Inkrustationen, da solche Bildungen keine diagenetischen Prozesse durchgemacht haben, welche den Aragonit zerstören konnten. Unter diesen trifft man öfter aus bis erbsengroßen kristallinischen Aragonitkügelchen zusammengesetzte Gesteine, die man als Erbsensteine oder Pisolithe bezeichnet (Fig. 48).

Untergeordnet und wohl ausschließlich aus juvenilen Quellen entstanden sind die chemischen Kieselsedimente, die Kieselsinter, welche zumal an den Geysirn oft unter der Mitwirkung der selbst in heißem Wasser lebensfähigen Kieselorganismen zur Ablagerung kommen. Hieran würde sich dann eine große Reihe mannigfacher Absätze der „Mineralquellen“ anschließen, unter welchen z. B. die Imprägnation von Sanden mit Baryt, die Bildung der Barytsandsteine, von einiger Bedeutung für die Sedimente ist.

Weitaus die wichtigsten und verbreitetsten unter den chemischen Sedimenten aber bestehen aus den leichter löslichen Bestandteilen der Verwitterungslösung, zumal aus denjenigen, welche von den Organismen nicht aufgebraucht werden, dem Chlornatrium und dem Kalksulfat, welche als manchmal ungemein großartig entwickelte Ablagerungen auftreten und zusammen als Steinsalzformation bezeichnet werden.

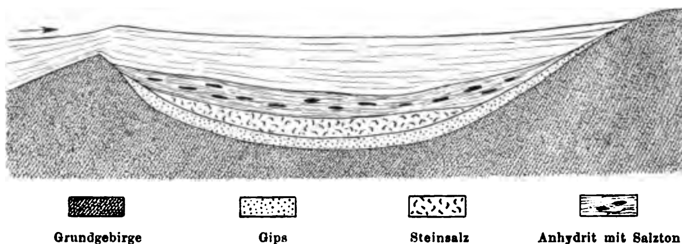
Die Steinsalzformation läßt zwei weit abweichende Typen der Ausbildung deutlich erkennen, von denen der eine sich durch große Regelmäßigkeit der abwechselnden Schichten von Salz und Anhydrit auszeichnet, ferner durch die gewaltige horizontale Erstreckung der betreffenden Schichtsysteme, durch die Reinheit und oft sehr grob kristallinische Beschaffenheit des Salzes, und endlich dadurch, daß man hin und wieder, z. B. bei Staßfurt, in ihrem Hangenden Ablagerungen der im Wasser am leichtesten löslichen Bestandteile des Meerwassers, vor allen der Sulfate und Chloride von Kali und Magnesia, trifft.

Der zweiten Gruppe fehlt diese Decke durch die sog. „Abraumsalze“ völlig, dagegen trifft man deren Bestandteile innerhalb der Steinsalzlagerstätte selbst, meist allerdings sehr untergeordnet und in regelloser Verteilung, z. B. den Polyhalit bei Berchtesgaden. Der Aufbau dieser Vorkommnisse läßt keine Regelmäßigkeit erkennen; sie zeigen weitaus in der Hauptsache kein Kristallsalz, sondern stark mit Salz imprägnierte sandige Tone, den Salzton oder das Haselgebirge, welche völlig ungeschichtet, aber von massenhaften kleinen Steinsalzadern durchzogen sind. Innerhalb dieser Bildungen findet sich auch der Anhydrit in ganz unregelmäßiger Verteilung, und Züge von reinerem Steinsalz, die meist sehr wenig gleichmäßige Beschaffenheit haben, beweisen durch ihren Parallelismus mit den tektonischen Linien des betreffenden Gebietes, daß es sich bei ihnen nicht um ursprünglich reinere Schichten, sondern um spätere Kristallisationen auf Klüften handelt.

Der so hervortretende entgegengesetzte Charakter der beiden Typen läßt sich auch bei rezenten Bildungen verfolgen. Wo ein vom Steppengebiet umgebener Meeresteil durch eine Barre von der Verbindung mit dem offenen Meer so weit abgeschnitten ist, daß nur noch die Überflutung derselben aus dem offenen Meer in das abgetrennte Becken stattfindet, deren Betrag durch die rasche Verdunstung in letzterem wieder ausgeglichen wird, entwickelt sich eine allmähliche starke Konzentration der löslichen Salze. Es kommt zunächst das ziemlich schwer lösliche Kalksulfat zur chemischen Sedimentation als Gips

oder Anhydrit, dann erfolgt die Abscheidung einer Lage von meist recht reinem Steinsalz (Fig. 49). In einem weiteren Stadium der Bildung treten wieder stärkere Zuflüsse vom offenen Meer ein, welche neben einer Verdünnung des Wassers neues Kalksulfat bringen, das als schichtiger Absatz sich niederschlägt, und so kann der Wechsel dieser beiden Niederschläge ein vielhundertmaliger werden, wie z. B. in dem sog. Bändersalz des Staßfurter Gebietes.

Der fortgesetzte Zufluß und der mangelnde Abfluß des salzhaltigen Wassers konzentriert auch die leicht löslichen Salze mehr und mehr, und endlich kommt es auch zur Abscheidung dieser, welche in abwechslungsreichen Schichtsystemen als sog. Abraumsalze das Hangende der Lagerstätte bilden. Während aber die oberste Lage einer gewöhnlichen Steinsalzlagerstätte, der diese Salze fehlen, eine stärkere Schicht von Anhydrit, der sog. Anhydrithut ist, fehlte in den fortgeschrittenen Stadien der Austrocknung eines Meeresteils das Material zu einem solchen, und ein Schutz der leichtlöslichen Salze gegen die atmosphärischen Gewässer konnte sich nur lokal dadurch bilden, daß z. B. aus den benachbarten



Grundgebirge Gips Steinsalz Anhydrit mit Salzton

Fig. 49. Bildung einer Steinsalzlagerstätte mit „Anhydrithut" nach Ochsenius mit Zufluß aus dem offenen Meer in der Richtung des Pfeils.

Steppengebieten große Staubmassen in das austrocknende Becken hineingeblasen wurden, welche eine zusammenhängende und wasserundurchlässige Decke von Schlamm über dem Salz bildeten. Man kann diese erste Gruppe der Steinsalzlagerstätten als ihre marine Fazies bezeichnen.

Dagegen weisen die Erscheinungen der zweiten Gruppe volle Analogie mit rezenten Salzpfannen der Wüste auf. Die mit dem hineingeblasenen Wüstenstaub vermischte konzentrierte Salzlauge trocknet mehr und mehr aus, der von Salz durchtränkte Schlamm, der Salzpelit, zeigt keine Schichtung. Er wird beim Eintrocknen rissig, und geringe Niederschläge, welche hin und wieder erfolgen, laugen aus ihm einen Teil der Salze heraus, um sie auf den Rissen wieder abzusetzen. Eine Sonderung von leichter und schwerer löslichen Bestandteilen findet bei der vollkommenen Eintrocknung des Schlammes kaum statt, und bei erneuter Zufuhr von schon salzreichem Wasser durch die Wüstenflüsse wiederholt sich derselbe Prozeß in der gleichen Weise. Gegenüber den regelmäßigen Lagerungsverhältnissen der normalen Fazies trifft man daher bei der zweiten in allen Richtungen die größte Unregelmäßigkeit, und ferner sind die Vorkommnisse dieser Art ganz lokalisiert. Hierher gehören die meisten alpinen Steinsalzlagerstätten, und man nennt diesen Typus daher auch die alpine oder Wüstenfazies.

Bemerkt mag noch werden, daß infolge der leichten Löslichkeit der Steinsalzformation einesteils, des häufigen und mit großer Volumenvermehrung verbundenen Übergangs von Anhydrit in Gips andernteils, bedeutende Dislokationen in diesen Ablagerungen gewöhnlich sind, welche die ursprüngliche Form derselben schwer kenntlich machen; die gewaltigen Einbrüche und die durch Auflösung entstandenen Wasserkissen der Steinsalzformation, die Gipsschlotten etc. lassen die Wirkung dieser Faktoren auch heute noch deutlich erkennen. Das Steinsalz selbst tritt ebenso wie der Anhydrit nur in sehr wasserarmen Gebieten überhaupt an die Oberfläche der Erde.

Organogene Sedimente. Wie schon oben erwähnt, teilen sich die organogenen Sedimente in zwei Gruppen, von welchen die einen vorherrschend aus den anorganischen Skelettteilen der Organismen bestehen und dementsprechend Karbonatgesteine, Kieselgesteine oder Phosphorit sind, die andern vorherrschend die organische Materie enthalten; letztere sind Kohlen, Bitumen und Petroleum.

Unter den Sedimenten spielen die organogenen Kalksedimente, speziell die tierischen, zoogenen (griech. zoon, Tier) Bildungen, eine besonders große Rolle in allen geologischen Formationen, und auch heute noch entstehen derartige Bildungen in ausgedehntem Maße. Die Kalksedimente haben zum Teil die normale Form der Schichtgesteine; hierher gehören z. B. die vorherrschend aus scharfeckigen Bruchstücken von Muscheln bestehenden Muschelsande, die Echinodermenbrekzien etc., welche gewöhnlich in der Flachsee auftreten. Andere kalkabscheidende Tiere sind Glieder des Plankton (griech. plazo, irre umher), und ihre Reste mischen sich zum Teil mit den mechanischen Sedimenten der verschiedenen Meereszonen, zum Teil bilden sie reine, vorherrschend aus organischem Kalkmaterial bestehende Ablagerungen, wie sie z. B. im Globigerinenschlick oder Pteropodenschlamm vorliegen. Den tiefsten Regionen des Meeres, der eigentlichen Tiefsee, sind aber derartige Ablagerungen ziemlich fremd, da die kalkigen Teile beim Niedersinken eine verhältnismäßig rasche Auflösung erleiden.

Andernteils erfolgt die Abscheidung des Kalkkarbonats in Form von Stöcken, und die Ablagerungen der Korallen, Kalkschwämme, Bryozoen, Serpuliden, auch die Austern- und Muschelbänke zeigen von den übrigen Sedimenten weit abweichende, durchgreifende Lagerungsform. Die einzelnen Stöcke und Riffe erreichen, zumal bei Korallen, gewaltige Dimensionen, und sie umsäumen die heutigen Küsten der

tropischen Meere als sog. Küstenriffe oder weiter entfernte Wallriffe, in denen nur dort Lücken vorhanden sind, wo durch Flußmündungen eine Aussüßung des Seewassers stattfindet. Sie bilden ferner als sog. Lagunen- oder Atollriffe die typische Form der Koralleninseln.

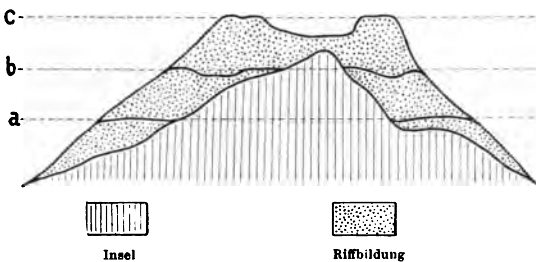


Fig. 50. Fortwachsen eines Korallenriffs bei Senkungen. a Küstenriff. b Wallriff. c Atollriff.

Obwohl diese Organismen nur in der Flachsee lebensfähig sind, trifft man derartige Riffe in einer nach Tausenden von Metern messenden vertikalen Erstreckung, indem bei andauernden Senkungen des Meeresbodens das Riff stets den Lebensbedingungen der Korallen entsprechend nachwächst (Fig. 50). Solche Riffe durchsetzen oft mit ungemein steilen Hängen die normalen schichtigen Sedimente, welche in der mit abgebrochenen Stücken des Riffes vermischten Vorriffzone sich durch die sog. Übergußstruktur mit dem Riff verschmelzen (Fig. 51).

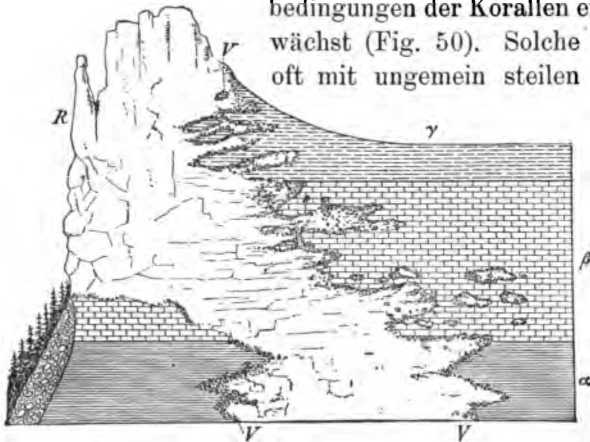


Fig. 51.
Spongienriff (R) mit Vorriffzone (V) in Übergußschichtung mit Malm (α, β und γ). (Nach E. Fraas.)

Auch phytogene Kalkablagerungen (griech. phyton, Pflanze) entstehen im Meere namentlich durch die Wirkung von Algen, speziell der Lithothamnien, Gyroporellen etc., welche manchmal ausgedehnte Ablagerungen bilden. Bemerkenswert ist, daß die kohlensaure Magnesia hier reichlicher auftritt als in zoogenen Gesteinen, aber doch im allgemeinen höchstens einen untergeordneten Bestandteil der organischen Skelette bildet, der nur bei den Kalkalgen hin und wieder eine größere Bedeutung (bis ca 15 %) erreicht.

Auch die organogenen Kieselsedimente sind teils zoogener teils phytogener Natur, erstere hauptsächlich aus Radiolarien, seltener auch aus

Kieselschwämmen zusammengesetzt, letztere vorherrschend aus Diatomeen bestehend. Bezeichnend ist, daß die Kieselschlicke noch in den tiefsten Regionen der Ozeane auftreten und lokal dort nicht unbeträchtliche Ablagerungen bilden. Die denselben entsprechenden Kieselschiefer und Radiolarienhornsteine früherer geologischer Perioden sind meist völlig umkristallisiert, wie überhaupt die auf organischem Wege abgeschiedene Kieselsäure sehr leicht löslich ist und zu mannigfachen Konkretionen von Hornstein und Feuerstein führt. In den jüngeren Ablagerungen von Polierschiefer, Kieselgur etc. ist dagegen öfter die amorphe Kieselsäure erhalten.

Endlich gehört zu den organogenen Ablagerungen noch ein Teil der Phosphorite, welche teils aus Zusammenhäufungen von Wirbeltierknochen teils aus Guano bestehen (Koprolithe, griech. kopros, Koth) teils durch Einwirkung von letzterem auf Kalksteine entstanden sind.

Die zweite Gruppe der organogenen Gesteine ist vorherrschend aus Kohlenstoffverbindungen zusammengesetzt, deren Konstitution aber zum großen Teil unaufgeklärt ist. Selbst über den Hauptbestandteil der wichtigsten Gruppe, der Kohlen, welchen man als kohlige Substanz bezeichnet, ist sehr wenig bekannt. Die Kohlen sind ohne Zweifel weit vorherrschend phytogener Herkunft, in der Hauptsache die Reste gewaltiger Wälder der Vorzeit, und in den meisten Vorkommnissen ist die organische Struktur noch deutlich zu erkennen, zumal wenn man im mikroskopischen Objekt die undurchsichtige kohlige Substanz mit chlorsaurem Kali und Salpetersäure wegätzt.

Die charakteristische Lagerungsform der Kohlen ist das Flöz, d. h. eine Schicht von recht konstanter Mächtigkeit, welche bei verhältnismäßig geringer Stärke eine ungemein große horizontale Ausdehnung besitzen kann; breitet sich doch z. B. das große appalachische Kohlenfeld der Vereinigten Staaten von Nordamerika über ca 135000 Quadratkilometer aus. Ablagerungen von Kohlen haben nicht in allen geologischen Perioden gleichmäßig stattgefunden, und rezente Bildungen dieser Art in ausgedehnterem Maße sind nicht bekannt. Wenn auch in allen Formationen Kohlen auftreten, so sind doch zwei derselben durch besondern Reichtum an solchen ausgezeichnet, die Steinkohlenformation oder das Karbon und die Braunkohlenformation oder das Tertiär.

Die Beschaffenheit der Kohlen der verschiedenen Formationen ist nicht gleichmäßig, und abgesehen von einer großen Variabilität der Zusammensetzung im allgemeinen, macht man die Beobachtung, daß die ältesten Bildungen am kohlenstoffreichsten

sind. Man hat daraus den Schluß gezogen, daß der Prozeß der Umwandlung von Holz in Kohle ein ungemein langsamer ist, und daß erst im Laufe der geologischen Perioden ganz allmählich die Zunahme des Kohlenstoffes erfolgte. Anderseits hat man die Beobachtung gemacht, daß ein Kohlenflöz an Verwerfungen und in sonstigen starken Störungszonen einen höheren Kohlenstoffgehalt aufweist, oder daß Kohlenlager im stark gefalteten Gebirge kohlenstoffreicher sind als gleichalterige in nicht gestörter Lagerung. Man hat daher die Zunahme der Verkohlung auch mit dem Gebirgsdruck in Zusammenhang gebracht. Inwieweit diese Hypothesen richtig sind, ist schwierig zu entscheiden; eine Veränderung der Kohlen an starken Störungen scheint immerhin einige Wahrscheinlichkeit für sich zu haben, aber im allgemeinen dürften bei der Verkohlung viel eher die diagenetischen Prozesse der Verwesung selbst maßgebend für die heutige Beschaffenheit der Kohlen sein.

Zwischen der Art der Ausbildung der Steinkohlenflöze und jener der meist viel weniger ausgedehnten Braunkohlenflöze ist ein charakteristischer Unterschied vorhanden: Steinkohlenflöze wiederholen sich oft in ungemein großer Anzahl übereinander, bei Aachen zählt man deren 45, bei Mons 110 und im Donezbecken gar 225; bei Braunkohlen ist die Anzahl meist sehr beschränkt, die Zahl 6 wird hier nur selten überschritten. Die Mächtigkeit der einzelnen Flöze aber steht in umgekehrtem Verhältnis zu ihrer Anzahl: abbauwürdige Steinkohlenflöze haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von 30 bis 125 cm, solche von 10 m sind schon Seltenheiten, dagegen sind Braunkohlenflöze von 15—30 m ziemlich verbreitet.

Die Bildung der Kohlen kann man sich entweder am Ort ihres Wachstums denken: in einem gewaltigen, stark versumpften Urwald geht das niederfallende Holz unter Wasserbedeckung in Kohle über, und die Schicht der Kohlen wächst mehr und mehr in die Höhe, auch die noch stehenden Stämme umschließend und in den Bereich der Veränderung ziehend; so trifft man in mehreren Kohlengebieten noch aufrecht stehende „versteinerte Wälder“ (Fig. 52). Dabei ist es ungemein schwer erklärlich, wie die Flöze oft zu so gewaltiger Bedeutung gediehen sind, da doch wohl eine so mächtige Vegetation, wie sie die Bildung der Kohlenflöze voraussetzt, kaum auf dem viele Meter mächtigen Untergrund von an Nährsalzen armen halbverkohlten Massen weiterwachsen kann.

Man kam daher zu der Hypothese von der Bildung der Kohlen auf sekundärer Lagerstätte, und faßte die Kohlen als fluviatile Ablagerungen auf. Mächtige Ströme durchfluteten den Urwald, und wenn ein solcher

Strom in seinem Lauf in einen See mündete, so konnte das massenhaft von ihm mitgeführte Holz sich am Ausfluß desselben zu einer Barre stauen, welche zwar den feinen Detritus hindurchließ, die mitgeführten Holzstämme und Büsche aber aufhielt; diese saugten sich allmählich mit Wasser voll und sanken unter, um am Boden des Sees der Verkohlung anheimzufallen. Bäume, welche mit Krone und Wurzeln von dem Festland abgerissen waren, konnten dabei häufig, die schwere Wurzel nach unten, die Krone nach oben, in vertikaler Stellung versinken und so, von den nachsinkenden Stämmen eingekeilt, auch nach völliger Umwandlung noch den Eindruck machen, als ob sie an Ort und Stelle gewachsen wären. Eine folgende heftige Hochflut übergoß vielleicht die ganze Ablagerung mit Schotter, die Barre ward weggerissen, und

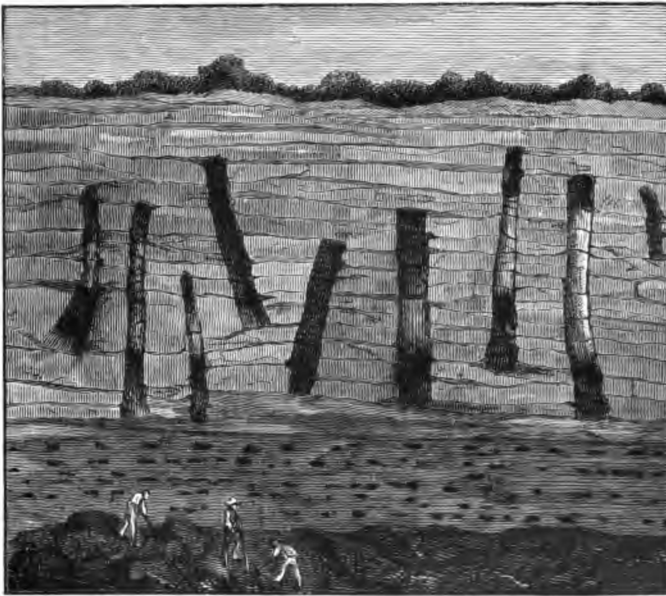


Fig. 52. Versteinerter Wald von Treuil bei St Etienne, Dept. Loire.

das Holz hatte längere Zeit einen freien Weg; auf der verkohlenden Holzschicht setzten sich Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer ab, bis wieder der Abfluß verrammt wurde und die Ablagerung von Holz aufs neue erfolgte. Gegen diese letzte Theorie aber spricht die ungemein bedeutende horizontale Ausdehnung der Kohlenflöze, welche in gar keinem Verhältnis zu der Ausdehnung der Kontinente, zumal während des Karbons steht, so daß eine definitive Entscheidung der Frage heute noch nicht gegeben werden kann.

Es wäre noch zu betonen, daß die beiden hauptsächlichsten Kohlenformationen im Gefolge der Perioden gewaltigster vulkanischer Tätigkeit auftreten, welche wir im Verlauf der fossilführenden geologischen Formationen überhaupt verfolgen können. Diese eigenartige Erscheinung ist wohl so zu deuten, daß durch die vulkanische Tätigkeit gewaltige Mengen von Kohlen-

säure der Atmosphäre mitgeteilt wurden, welche ein sonst undenkbares Anschwellen des Pflanzenwuchses hervorbrachten, dessen Ergebnis eben die Kohlenlager darstellen.

Endlich wäre noch die Bildung von Bitumen und Petroleum zu betrachten. Die gegenseitigen Beziehungen der beiden Reihen von Substanzen sind nicht genügend aufgeklärt. Während man auf der einen Seite der Meinung ist, daß das Bitumen in der Hauptsache ein Verharzungsprodukt von Petroleum darstelle, wollen andere umgekehrt die Petroleumquellen als Destillationsprodukte bituminöser Schiefer ansehen. Auch die Bildungsbedingungen des Petroleums sind äußerst wenig aufgeklärt, und die Entscheidung der Frage vom geologischen Standpunkt aus erscheint ungemein schwierig, weil die flüssige Substanz ihren Platz innerhalb der Erdkruste fortgesetzt verändert und wohl niemals mehr dort zu finden ist, wo sie sich gebildet hat. Die geologischen Verhältnisse der Petroleumlagerstätten zeigen einige Eigentümlichkeiten, welche ihrer genetischen Erklärung die größten Schwierigkeiten entgegensetzen. Sie erscheinen ausschließlich in den äußeren Zonen der Faltengebirge, und die hauptsächlichsten Quellen sind gebunden an den Verlauf der sog. Öllinie, welche dem Rücken eines Sattels in den petroleumführenden Schichten entspricht, wo es sich seiner aufsteigenden Tendenz entsprechend anzureichern pflegt (Fig. 53).

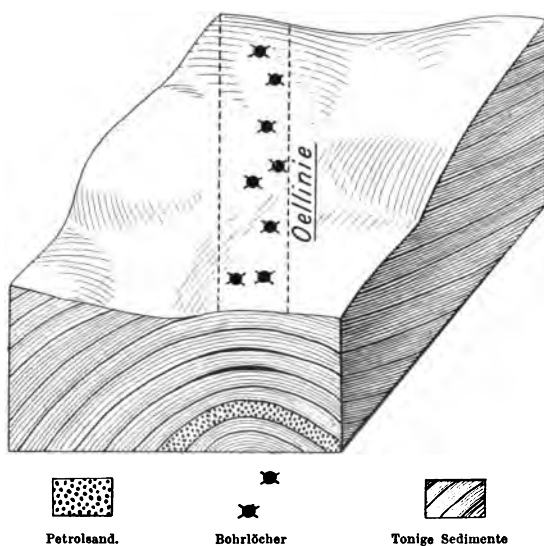


Fig. 53. Petroleumhorizont mit der an die Synklinale gebundenen „Öllinie".

Die Verbindung der Vorkommnisse von Petroleum mit den bedeutendsten Faltungen der Erdkruste einerseits, die ungeheuer gewaltigen Massen anderseits, in welchen gewisse Gebiete das nutzbare Öl enthalten, sind die hauptsächlichsten Einwände, welche der organischen Bildungsweise des Petroleums entgegengestellt wurden. Wenn das Petroleum organischer Ent-

stehung sein soll, so kann es nur aus verwesten tierischen Resten herstammen, deren Anhäufung zu solch ungeheuern Massen eben nirgends nachgewiesen werden kann. Wenn wir die bituminösen Schiefer betrachten, so sind deren Vorkommnisse zwar ziemlich verbreitet, im allgemeinen aber wenig mächtig, und ihr Gehalt an Bitumen ist viel zu gering, um mit dem oberflächlich vorhandenen Petroleum in Beziehung gebracht zu werden. Liefern doch einige Gebiete schon seit Jahrhunderten ununterbrochen gewaltige Massen von Petroleum. Man kennt also tatsächlich keine Ablagerungen, in denen man sich dieses Öl gebildet denken könnte, und so kam Mendelejew zu der Hypothese von der Entstehung des Petroleums auf anorganischem Weg. Im Erdinnern angenommene gewaltige Massen von Karbiden sollen von zirkulierenden Wässern zersetzt werden, wodurch juvenile Emanationen von Kohlenwasserstoffen entstehen, die als Petroleum an den stark gestörten Teilen der Erdkruste emporsteigen.

Wenn auch zweifellos die oben aufgestellten Einwände sehr für diese Theorie sprechen, so muß doch betont werden, daß ihre Grundlagen allzu hypothetisch sind. Wir wissen an sich sehr wenig über die Beschaffenheit des Erdinnern, aber jedenfalls haben wir gar keinen Anlaß zur Annahme von Karbiden in solchen Tiefen, welche das zirkulierende Wasser noch erreicht. Indessen gibt es ebensowenig einen sicheren Beweis gegen die vulkanistische Theorie, da Kohlenstoffverbindungen verschiedener Art ohne Zweifel in gewaltigen Massen im Erdinnern vorhanden sind. Aber auch eine wichtige Erscheinung im Vorkommen des Petroleums vermag diese Theorie nicht zu erklären, und das ist die stetige Verbindung von Petroleum und Steinsalz, so daß keine Petroleumquelle bekannt ist, die nicht von Salzwasser begleitet wäre. Darin scheint wieder vielmehr ein Hinweis auf die organische Entstehung geboten.

Diagenese. Mit der Ablagerung ist der gesteinsbildende Prozeß aber im allgemeinen noch nicht beendigt, wie namentlich aus einem Vergleich rezenter Bildungen mit jenen vergangener geologischer Perioden hervorgeht. Wir beobachten charakteristische Unterschiede, deren Entstehung zum Teil in die der Sedimentation zunächst folgende Periode verlegt werden muß, Veränderungen, welche die Gesteine von dem Moment des mechanischen Absatzes an durch die oberflächlich zirkulierenden Gewässer selbst erfahren, und die so lange fortdauern, bis die betreffende Schicht der Wirkungssphäre derselben entzogen wird. Man kann diese physikalischen und chemischen Umwandlungen mit dem Ausdruck Versteinen oder Diagenese (griech. diagignomai, daure aus) bezeichnen und ihnen den Metamorphismus entgegenstellen, unter welchem Begriff alle noch späteren Veränderungen zusammenzufassen sind, welche in den Gesteinen vor sich gingen, nachdem dieselben der Umbildung durch die Agentien der Oberfläche entzogen und bereits zu geologischen Körpern geworden waren.

Die Erscheinungen des Metamorphismus, meist viel intensiver als jene der Diagenese, sollen in einem späteren Kapitel zusammengefaßt werden; der Prozeß der Sedimentbildung, wie er hier betrachtet wird, ist mit der Diagenese abgeschlossen. Der Ausdruck Diagenese wurde von Gümbel ursprünglich allerdings in etwas anderem Sinne gebraucht, als ihm hier unterlegt wird; indes handelt es sich hier nur um eine Übertragung eines für spezielle Fälle aufgestellten Namens auf die Gesamtheit der entsprechenden Erscheinungen. Die Intensität der diagenetischen Umwandlung ist entsprechend den verschiedenen Gesteinsbildungen der einzelnen Gruppen von Ablagerungen eine ziemlich wechselnde: da sie in erster Linie durch wässerige Lösungen bedingt wird, pflegt sie in äolischen Ablagerungen ziemlich zurückzutreten, ist dagegen besonders intensiv in den Bildungen der Tiefsee.

Die Diagenese ist bald eine Auflösung, indem einzelne Bestandteile des mechanischen Sedimentes in dem darüber stehenden Wasser in Lösung gehen. So beobachtet man z. B., daß der größte Teil der Meeressedimente frei von Chlornatrium ist, während mehr als Spuren desselben in den alluvialen mechanischen Sedimenten überhaupt nicht vorkommen; es findet also eine Entsalzung der Sedimente durch das Grundwasser statt. Ebenso sehen wir, daß die unter hohem Drucke stehenden Grundwasser der Tiefsee eine Entkalkung der Sedimente bewirken, so daß eigentliche Tiefseesedimente häufig kalkfrei sind. Andere dieser Prozesse liefern eine Konzentration bestimmter Bestandteile. Hierher gehören die meisten Konkretionen, z. B. jene von Manganeisenoxyden, welche man in fast allen rezenten Meeresablagerungen findet, von Kalk in tonigem Sediment, wie die Septarien, von Phosphorit- und Schwerspat, von Schwefelkies und Markasit, von tonigem Sphärosiderit, ferner die Bildung der Feuersteine und Hornsteine und die Verkieselung und Vererzung organischer Reste.

Wieder andere diagenetische Vorgänge führen zur Entstehung neuer Mineralien. Hierher gehört die ziemlich rätselhafte Bildung des Glaukonits, der in Meeressedimenten, namentlich im Bereiche der Ablagerung von kontinentalem Detritus am häufigsten als Steinkern von Foraminiferenschalen entsteht und sich oft so anhäuft, daß eigentliche Grünsande hervorgehen. In der Nachbarschaft vulkanischer Tätigkeit beobachtet man in Meeressedimenten auch lokal die Bildung von Zeolithen, und wo Mineralquellen den sich niedersetzenden Detritus durchtränken, können überhaupt mannigfaltige Neubildungen sich einstellen.

Inwieweit die Verhärtung von Tongesteinen ein Ergebnis der Diagenese ist, läßt sich heute nicht übersehen; jedenfalls besitzen die rezenten Meeresablagerungen bis in ziemliche Tiefe eine schlammartig plastische Beschaffenheit. Dagegen ist die Verkittung von Kalktrümmern und Sand durch kohlensauern Kalk in den meisten Fällen sicher hierher zu zählen, und auch die Bildung eines kieseligen Zements in Sandsteinen ist auf einfach diagenetischem Wege zu erklären.

Hier ist ferner der normale Prozeß der Fossilisierung organischer Skeletteile näher zu betrachten. Unter diesen haben die größte Wichtigkeit für die Gesteinsbildung die Kalkskelette, welche in frischem Zustand mit chitin- oder leimähnlichen Stoffen durchwachsene Aggregate oder Kristalloide von Konchit resp. Kalkspat sind. Bei der Fossilisierung wird zunächst die

organische Substanz zerstört und entweder völlig weggeführt oder zu kohligen Substanzen umgewandelt, welche, in dem Skelett eingelagert, dessen Aufbau oft besonders deutlich hervortreten lassen. Damit geht in zahlreichen Fällen eine starke Veränderung des anorganischen Teils Hand in Hand, der, wenn er ursprünglich Konchit war, stets, wenn er Kalkspat war, häufig eine Umkristallisation erleidet, welche seine feinere Struktur mehr und mehr zerstört. Manchmal wird mit dem organischen auch der anorganische Teil des Skelettes ganz weggeführt; es bleiben dann nur Abdrücke, die sog. Steinkerne, oder es treten an Stelle derselben fremde Substanzen, wie Schwefelkies, Hornstein oder speziell bei Foraminiferen der Glaukonit, ein. Am widerstandsfähigsten gegen diese wie gegen alle andern umwandelnden Prozesse erweisen sich solche Kalkskelette, die aus einheitlichen Kalkspatindividuen bestehen, wie diejenigen der Echinodermen oder der Kalkschwämme.

Kieselige Skelette, welche ursprünglich aus glasartiger, amorpher Kieselsäure bestehen, verfallen den Prozessen der Diagenese besonders leicht. Sie werden entweder einfach zu kristallinischen Aggregaten von Quarz, in welchen meist nicht mehr als Andeutungen der ursprünglichen organischen Form zu finden sind, oder die Wässer führen sie weg, sammeln sie zu Konkretionen von Hornstein oder Feuerstein oder lassen sie auf Klüften als Quarz auskristallisieren. An Stelle der ausgelaugten Kieselsäure tritt dann häufig Kalkspat.



Fig. 54. Dünnschliff durch einen Knochen mit völlig erhaltener Struktur aus den permischen Wichita-beds von Texas.

Besonders widerstandsfähig gegen die Diagenese scheinen die Knochen der Wirbeltiere zu sein, die häufig auch in völlig fossilem Zustand ihre ursprüngliche Struktur ganz bewahrt haben (Fig. 54).

Unzweifelhaft zu den diagenetischen Vorgängen gehört ferner die Dolomitisierung, welche auf einer Zuführung von kohlensaurer Magnesia zu ursprünglich magnesiafreien oder -armen organischen Kalkablagerungen beruht. Zahlreiche synthetische Versuche haben bewiesen, daß unter den in den natürlichen Prozessen anzunehmenden Bedingungen der Kalkspat einer Umwandlung in Dolomit nicht fähig ist, während dagegen der Aragonit oder endlich die Modifikation des Konchits ziemlich leicht Magnesia aufnehmen. Wir finden daher die Dolomitbildung in erster Linie in solchen Ablagerungen, deren Kalkteile ursprünglich aus diesen labileren Modifikationen des kohlensauern Kalkes bestanden, besonders in den Korallenstöcken, deren rezente Vertreter stellen-

weise noch heute solche Umbildungen erkennen lassen. Das Auftreten des Dolomits in Riffen und Stöcken innerhalb kalkiger Ablagerungen und der häufige Mangel einer Schichtung erklärt sich somit durch seinen Ursprung. Die Dolomitisierung ist meist mit einer weitgehenden Änderung der Gesteinsstruktur verbunden: Dolomite sind deutlicher kristallinisch, die organischen Reste sind bald ganz verwischt bald nur in Steinkernen oder Abdrücken erhalten, und an Stelle des kompakten Kalkes ist oft ein kavernöses, von kleinen Kristalldrusen ausgekleidetes Gestein entstanden.

Obgleich man den Prozeß der Dolomitbildung im allgemeinen ziemlich gut kennt, sind doch die spezielleren Ursachen dieser lokalen diagenetischen Vorgänge nicht bekannt, und die von J. Walther ausgesprochene Hypothese ist nicht ganz von der Hand zu weisen, daß Spaltpilze die chemische Veränderung einleiten. Die Umsetzung des Kalkes zu Dolomit erfolgt durch den Magnesiagehalt des Seewassers, der besonders dort wirksam wird, wo er sich in den Lagunen unter der Wirkung tropischer Sonne stark konzentriert und erwärmt. Sie geht dabei natürlich in recht ungleichem Maße vor sich; die Dolomite zeichnen sich daher durch große Inkonstanz ihrer Zusammensetzung aus. Bemerkenswert ist ferner, daß die Magnesiaaufnahme bei diesen diagenetischen Prozessen nicht weiter geht als bis zur Bildung von Normaldolomit; magnesiareichere Gesteine, welche zu den Magnesiten hinüberführen, bilden sich ausschließlich durch die Wirkung thermaler Prozesse, sind daher im allgemeinen auch an die Nachbarschaft vulkanischer Gesteine gebunden.

Endlich gehört hierher die Diagenese der organischen Substanz. Kohle bildet sich aus Zellulose, welche der Verwesung unter Wasserbedeckung anheimfällt. Der Unterschied, welcher zwischen den Anthraziten der ältesten Epochen, den Steinkohlen der mittleren und den jungen Braunkohlen vorhanden ist, kann dann entweder insofern primär sein, als er auf Verschiedenheiten des ursprünglichen Verkohlungsprozesses, d. h. der Diagenese selbst beruht, oder er ist sekundär, durch eine allmähliche Weiterbildung während lange andauernder geologischer Perioden hervorgegangen. Man kann diese Diagenese auffassen als das Resultat fermentierender Prozesse.

Nach der Theorie von Lemière kämen dabei drei hauptsächliche Agentien in Frage: lebende Fermente, welche die eigentliche Verkohlung bedingen, lösliche Fermente, die eine Mazerierung hervorbringen, und endlich dabei entstehende Antiseptika, welche die beiden andern wirkungslos machen und so den Verkohlungsprozeß zum Stillstand bringen. Sobald die Wirkung der Fermente beendigt war, hatten die Kohlen einen stationären Zustand erreicht, und das, was heute als Braunkohle vorliegt, würde niemals zu Steinkohle werden; das, was Anthrazit ist, ist Anthrazit geworden, kurz nachdem es zur Ablagerung

gekommen war. In den ältesten Perioden hätten die lebenden Fermente vorherrschend gewirkt, zu den Zeiten der Bildung der oft so bitumenreichen Steinkohlen die löslichen Fermente, während später eine intensive Entwicklung der Antiseptika den Verkohlungsprozeß rasch beendigt hätte.

Nach der andern Anschauung dagegen ist nur der Beginn der Verkohlung ein eigentlich diagenetischer Vorgang, und die Fortbildung, die Anreicherung des Kohlenstoffes, würde auch heute noch selbst in den ältesten Ablagerungen fortdauern, bis diese ihr Endziel, den reinen Kohlenstoff, erreicht hätten. Eine Ursache dieses fortdauernden Umbildungsprozesses ist zwar recht schwer einzusehen, aber es gibt Fälle, in welchen durch Dislokationen etc., wie schon früher angeführt, Teile von Kohlenlagern sicher erst in späterer Zeit ein höheres Stadium der Verkohlung erreicht haben.

Wenn man endlich die Vorkommnisse von Petroleum auf organischem Wege erklären will, so liefert nach neueren Experimenten die Verwesung von tierischen Resten unter einer Bedeckung von konzentrierter Sole petroleumartige Stoffe. Die in der Natur vorhandene ständige Verbindung von Petroleum und Steinsalz würde hierdurch leicht erklärlich.

Rezente und fossile Sedimente. Das eingehende petrographische Studium der Eigenschaften der Sedimente und der Vergleich der äquivalenten Bildungen, der Fazies einer Formation in verschiedenen Teilen unserer Erde, hat zu mannigfachen überraschenden Resultaten geführt, welche namentlich in neuester Zeit zusammenhängender dargestellt wurden.

Die charakteristische Erscheinung der Tropen z. B. ist die rote Farbe ihrer Verwitterungsprodukte, und wir finden unter den heute sich bildenden Sedimenten die rote Farbe nur so weit, als das aus tropischen Verwitterungsbezirken stammende Material am Aufbau der Sedimente sich beteiligt. Nicht mit Unrecht werden solche heute gültige Gesetze auch auf frühere geologische Perioden übertragen, eine Richtung, welche man als Aktualismus bezeichnet. Das Auftreten von roten Sandsteinen, von roten Tonen und Mergeln darf wohl ebensogut wie jenes von Korallenstöcken als Beweis eines tropischen Klimas angesehen werden.

Mächtige Ablagerungen gleichmäßiger fossilfreier Sandsteine sprechen für ein Wüstenklima mit ebensolcher Sicherheit, wie die viel gemischten Konglomerate mit gekritzten Geschieben für glaziale Ablagerungen bezeichnend sind. Eine vergleichende petrographische Untersuchung der Fazies der Formationen läßt somit nicht nur die Umrisse der Festländer und Meerestiefen in früheren geologischen Perioden deutlich hervortreten, sondern ebenso die klimatischen Verhältnisse unserer Erde, welche seit dem ersten Auftreten organischen Lebens mannigfache Änderungen erfahren haben. Die Ursache dieser Änderungen kann eine recht verschiedenartige sein; jedenfalls aber dürfte die Ansicht ein großes Maß von Wahrscheinlichkeit für sich haben, daß das durchschnittliche Klima unserer Erde seit den ältesten fossilführenden Formationen keine wirklich merkliche Änderung erfahren hat, daß vielmehr die nachweisbaren Unterschiede in der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente bei einer Betrachtung der Verhältnisse auf der Erde überhaupt an Stelle

innersten Wesen durchtränken. Diese hochgradig erhitzten Gase tragen in den an sich schlecht wärmeleitenden Gesteinen die hohe Temperatur, welche der Schmelzfluß abgibt, auf weitere Entfernung, sind aber gleichzeitig außerordentlich reagenzfähig und betätigen, wie in dem erstarrenden Magma selbst, so auch in dem Nebengestein ihre mineralbildenden Eigenschaften, indem sie zunächst eine gewisse molekulare Beweglichkeit in diesem hervorbringen.

Diese Beweglichkeit ist aber eine beschränkte, und dadurch unterscheidet sich die Kristallisation der Kontaktgesteine von jener aus eigentlichem Schmelzfluß. Die Moleküle vereinigten sich zwar oft auf weitere Entfernung zu größeren Individuen, aber sie konnten sich offenbar nicht freie Bahn schaffen und umschlossen die nicht mit in Reaktion tretenden Gesteinsbestandteile. Es ergeben sich daraus ungemein charakteristische Strukturformen der Kontaktgesteine, wie sie auf Tafel VI abgebildet und in Abschnitt X eingehend behandelt sind.

Besonders bezeichnend ist neben dem Mangel einer ausgesprochenen Kristallisationsreihenfolge der einzelnen Bestandteile namentlich der Reichtum an Einschlüssen, welche bald die Individuen siebartig durchlöchern, Siebstruktur, bald in der ursprünglichen Schichtung parallelen Windungen durchziehen, helizitische Struktur. Dabei grenzen die einzelnen Bestandteile sehr häufig mit geradlinigen Formen aneinander, Pflasterstruktur, oder aber sie durchdringen und durchwachsen sich im Gegenteil und bilden die mannigfachsten Kristallskelette.

Die Kontaktmetamorphose verändert den chemischen Typus auch bei völliger Umwandlung nicht und stellt sich so als einfache molekulare Umlagerung dar, neben welcher die chemischen Veränderungen meist untergeordnet sind, bedingt z. B. durch den Verlust an Kohlensäure bei der Bildung von Silikaten in Karbonatgesteinen, den Verlust oder die Aufnahme von Wasser, das Eintreten von Fluor, Bor und andern Bestandteilen der Mineralbildner. Desgleichen sind die sulfidischen Erze, auch der Eisenglanz, in Kontaktgesteinen häufig sekundäre Bestandteile.

Die Diffusion der gasförmigen Stoffe geht bei kompaktem Nebengestein natürlich viel langsamer vor sich als da, wo mehr oder minder poröse Bildungen vorhanden sind; aber unter dem Einflusse des hohen Druckes besitzen

die äußerst leicht beweglichen, hoch erhitzten Gase die Fähigkeit, in das innerste Gefüge selbst der festesten Gesteine einzudringen, um dort ihre umbildende Wirkung auszuüben. Und so langsam auch dieser Prozeß unter Umständen von statten geht, so trägt er doch zu einer Verteilung der erhöhten Temperatur in weiteren Bezirken bei und verhindert so eine lokale Schmelzung des Nebengesteins. Gesteine, welche während ihrer Verfestigung die mineralbildenden Agentien zurückzuhalten im stande sind, wie dies bei den Tiefengesteinen der Fall ist, wirken daher im allgemeinen nicht umschmelzend auf das Nebengestein ein, das aber auf sehr viel weitere Entfernung einer molekularen Umlagerung, einer allgemeinen Umkristallisierung erliegt, als man bei der schlechten Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine an sich annehmen sollte. Wo aber diese Stoffe, wie z. B. beim Empordringen der Ergußgesteine, verloren gegangen sind, tritt in erster Linie eine Hitzewirkung, eine völlige oder teilweise Schmelzung des Nebengesteins hervor, welche man als Frittung bezeichnet, die aber stets auf die dem Eruptivgestein am nächsten liegenden Teile beschränkt ist. Alle diese Veränderungen, welche präexistierende Gesteine am Kontakt mit Eruptivgesteinen erleiden, bezeichnet man zusammenfassend als Kontaktmetamorphismus.

Kontaktmetamorphose an Tiefengesteinen. Diejenige Art der kontaktmetamorphischen Umwandlung, welche in erster Linie durch die diffundierenden Mineralbildner hervorgebracht wird, und die man als Kontaktmetamorphose an Tiefengesteinen bezeichnen kann, ist in ihrer Intensität und Ausdehnung außerordentlich wechselnd. Muß schon aus einer ganzen Reihe von Erscheinungen der Schluß abgeleitet werden, daß verschieden zusammengesetzte Magmen in sehr verschiedenem Maße die Fähigkeit haben, sich mit Mineralbildnern zu beladen, so dürften ähnlich tiefgehende Unterschiede auch innerhalb jeder der einzelnen Gruppen selbst vorhanden sein.

Man kann durchaus nicht von vornherein annehmen, daß alle granitischen Magmen in dem Stadium, in welchem sie den Platz ihrer schließlichen Verfestigung erreicht haben, in gleich hohem Maße von Gasen durchtränkt waren, wenn auch im allgemeinen ein granitisches Magma reicher an solchen ist als ein basisches, welches bei seiner Kristallisation zu einem Gabbro oder Trapp führt. Im allgemeinen ist es aber nur der Grad der Umwandlung, welcher durch diese Verhältnisse beeinflußt wird, die Art derselben ist bei basischen und sauern Gesteinen dieselbe und durchaus unabhängig von der Zusammensetzung des Eruptivgesteins. Ungeheuer gewaltige Intrusivmassen, wie sie namentlich in der Gruppe der Granite auftreten, geben natürlich bedeutende Mengen von Mineralbildnern während der lang andauernden Periode der Erstarrung fort und fort an das Nebengestein ab, welche schließlich eine Erwärmung und Durchtränkung desselben auf weite Entfernungen herbeiführen, während bei untergeordneten Massen geringere Mengen von Gasen abgegeben werden und die verhältnismäßig schnelle Abkühlung den umbildenden Prozessen rasch ein Ziel setzt.

Auch die chemische Energie der von den verschiedenen Magmen abgegebenen Stoffe ist eine wechselnde, wenn man von dem stets vorherrschenden Wasser absieht. Hauptsächlich bei Gesteinen der granitischen Reihe treffen wir in den Kontaktbildungen Spuren solcher Agentien an: hier ist z. B. der borhaltige Turmalin eine weit verbreitete Erscheinung; hier finden wir Topas, Flußspat und andere fluorhaltige Mineralien, chlorhaltigen Skapolith etc. als Neubildungen vor, deren Vorhandensein Schlüsse auf die Zusammensetzung der bei der Kristallisation frei werdenden Reagentien gestattet. An basischen Gesteinen sind diese Vorkommnisse Ausnahmen; im Kontakt mit solchen trifft man noch am häufigsten den Skapolith.

Ausdehnung und Intensität der kontaktmetamorphischen Umwandlung sind aber nicht allein bedingt durch die Menge und die Beschaffenheit der umbildenden Agentien, sondern vielleicht in noch höherem Maße von der Durchlässigkeit und Umbildungsfähigkeit des Nebengesteins. Wie schon bemerkt wurde, dringen die unter hohem Drucke befindlichen Agentien in alle Gesteine ein, mögen die einzelnen Bestandteile auch noch so innig miteinander verwachsen sein; aber die größere oder geringere Kompaktheit oder Verbandsfestigkeit bedingt doch weitgehende Unterschiede in dem Grade und namentlich in der Ausdehnung der Metamorphose.

Gesteine von verhältnismäßig geringer Verbandsfestigkeit, wie die Tonschiefer, die Sandsteine, die vulkanischen Tuffe, ebenso wie diejenigen Vorkommnisse ursprünglich recht fester Gesteine, welche durch gebirgsbildende Prozesse eine innere Zertrümmerung erfahren haben, werden leicht und außerordentlich vollkommen auf weite Entfernungen hin durchtränkt. Besonders kompakte Bildungen dagegen, wie feinkörnige Eruptivgesteine, erweisen sich viel weniger durchlässig.

Die Schichtflächen der Gesteine bieten besonders leichte Wege für die umbildenden Agentien, dünnschieferige Bildungen sind daher oft auf ungemein weite Entfernungen hin verändert, eine Erscheinung, welche sich noch steigert in Gebieten, wo durch intensive Faltungen die Schichtenfugen gelockert sind. Setzen Eruptivmassen stockförmig durch dünnschieferige Gesteine hindurch, so erfahren die letzteren durch das empordringende Magma meist eine tiefgehende Stauchung und Fältelung, welche sich erst in weiterer Entfernung von dem Eruptivkörper allmählich verliert. Die Schichtenfugen stehen für die Gase offen, und die Durchtränkung erfolgt in denkbar weitestem Umkreis, besonders wenn die stockförmige Masse die durchbrochenen Schichten an den Rändern emporhebt und in Apophysen zwischen die Schichtenfugen eindringt.

Weniger bedeutend ist die kontaktmetamorphe Umwandlung selbst sehr dünnschieferiger Gesteine, wenn die Schichtung der Gesteinsgrenze parallel

verläuft, wie dies z. B. im Dache eines Lakkolithen (vgl. Fig. 5, S. 30) der Fall ist. Die von dem Magma emporgedrängten Schichten zeigen wohl im allgemeinen mannigfache Zerreißungen quer zur Schichtfläche, auf welchen Teile des Schmelzflusses in dieselben eindringen; die Fortbewegung der Agentien erfolgt aber in der Hauptsache den Schichtflächen parallel; senkrecht zu denselben sind nur wenige Wege vorhanden, und die Intensität sowohl wie die Ausdehnung der Kontaktmetamorphose ist um sehr vieles geringer.

Anderenteils treten unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen die ausgedehntesten Umwandlungen ein, wenn das Dach eines Eruptivkörpers in den Schmelzfluß hineinblättert oder die in ihrem ganzen Gefüge zerrütteten Schiefer von Intrusivmassen auseinandergetrieben und auf weite Entfernungen hin mit schmelzflüssigem Material injiziert erscheinen (vgl. Fig. 26, S. 73). Die Injektion erfolgt dann meist durch die an Mineralbildnern besonders reiche, leicht bewegliche Mutterlauge, welche große Mengen dieser Agentien auf weite Entfernungen verteilt. Überall, wo eine Injektion von Schiefermaterial mit eruptivem Magma vorhanden ist, finden wir besonders weitgehende und besonders ausgedehnte kontaktmetamorphische Veränderungen.

Die Umbildungsfähigkeit der Gesteine den kontaktmetamorphosierenden Agentien gegenüber ist gleichfalls ein in hohem Maße in Betracht kommender Faktor. Einzelne Gesteine, welche leicht durchdringbar sind, wie gewisse Sandsteine, besitzen eine äußerst geringe Umbildungsfähigkeit, andere, welche an sich eine große Verbandsfestigkeit besitzen, wie gewisse basische Eruptivgesteine oder zahlreiche Kalksteine, sind dagegen in hohem Maße umbildungsfähig.

Alle Prozesse der Kontaktmetamorphose verlaufen in der bestimmten Richtung, ein für die gegebenen chemischen und physikalischen Bedingungen möglichst stabiles Gleichgewicht herzustellen, ohne gleichzeitig eine Änderung des chemischen Bestandes des Gesteins zu bedingen. Eine Aufnahme von Bestandteilen aus den kontaktmetamorphosierenden Agentien trifft man in den Bildungen von Turmalin, Topas, Skapolith, welche schon erwähnt wurden. Inwieweit die Anschauung der französischen Schule zu Recht besteht, welche eine Übernahme von Feldspat in die Kontaktgesteine, eine Feldspatisierung (schistes feldspatisés) behauptet, ist weniger sicher. Weitaus die meisten Tonschiefer enthalten schon von vornherein die Elemente des Feldspats, welcher also recht wohl durch molekulare Umlagerung des ursprünglichen Materials entstehen konnte.

Wo Gesteine von der Kontaktmetamorphose betroffen werden, welche sich annähernd in einem für die gegebenen Verhältnisse stabilen Gleichgewichtszustand befinden, wird die Veränderung kaum merklich sein. Gesteine, deren Bildungsbedingungen mit jenen der Kontaktmetamorphose nahe übereinstimmen, werden nicht oder nur wenig von dieser beeinflußt. Wo z. B. ein älterer

Granit von einem jüngeren durchbrochen wird, sehen wir keine Wirkung des letzteren, dagegen treten deutliche Veränderungen hervor, wenn in dem Kontaktbereich eines Granits basische Eruptivgesteine vorhanden sind, deren Bildung unter weit abweichenden chemischen und physikalischen Bedingungen vor sich ging.

Sedimentgesteine, deren einzelne Bestandteile nicht nach bestimmten chemischen Gesetzen nebeneinander liegen, sind im allgemeinen der Umwandlung in noch höherem Maße unterworfen, indem die einzelnen durch die Sedimentation zusammengeführten Bestandteile gegenseitig in Reaktion treten und zur Bildung der mannigfaltigsten Mineralkombinationen führen. Je feiner die einzelnen Gesteinskomponenten in den Sedimenten sind, desto vollkommener pflegt die Mischung der einzelnen Teile und die durch deren gegenseitige Reaktionen bedingte Umkristallisation zu sein. Größere Fragmente entziehen sich der Umwandlung zumeist ganz, so daß in den aus gröberem Detritus bestehenden Sandsteinen und Konglomeraten auch nach intensivster kontaktmetamorphischer Beeinflussung der detritische Charakter im allgemeinen deutlich erhalten bleibt. Vorherrschend aus Quarz bestehende Gesteine werden am wenigsten verändert, zumal wenn die einzelnen Quarzkörner, wie in den Sandsteinen, größere Dimensionen haben, und man kann unter Umständen die Beobachtung machen, daß die kontaktmetamorphosierenden Agentien durch ganze Komplexe von Sandsteinen, die an Zement arm, daher wenig verbandsfest sind, hindurchgehen, ohne innerhalb derselben irgend eine Veränderung hervorzubringen. Gesteine von anderer Beschaffenheit, welche jenseits derselben liegen, können dann noch intensiv umgewandelt sein.

Der Kontakt von Tiefengesteinen mit Sedimenten ist im allgemeinen mit einer kristallinischen Umbildung der letzteren verbunden, welche je nach der Beschaffenheit der beiden in Betracht kommenden Faktoren in ihrer Ausdehnung wechselt. Aber es gibt auch Ausnahmefälle, in welchen die Kontaktmetamorphose eine ganz anomale Beschaffenheit annimmt. So beobachtet man z. B. am Kontakt des Monzonits am Le Selle-Paß im Monzonital, daß an Stelle der sonst in dem betreffenden Massiv allenthalben wahrnehmbaren Umbildung der mergeligen Gesteine zu silikatreichen körnigen Kalken, welche sich auf Hunderte von Metern vom Kontakt noch verfolgen läßt, sich lokal stark verkieselte Hornfelse von selbst mikroskopisch nicht auflösbarer Dichte einstellen, die, meist von geringer Mächtigkeit, die gewöhnliche Form der kristallinischen Umbildung ersetzen. Eine ähnliche Rolle scheinen in andern Gebieten dichte, gleichfalls oft recht kieselsäurereiche Dolomite zu spielen, welche, aus Kalksteinen hervorgegangen, durchaus das Äquivalent der Umkristallisation darstellen und gewöhnlich gleichfalls nur einige Meter mächtige Bildungen sind, auf welche fast unveränderte Sedimente folgen.

Kontaktmetamorphische Umwandlung der Tonschiefer. Tonschiefer mit ihrer meist gleichmäßigen Mengung verschiedenartiger, sehr fein verteilter Bestandteile sind zu mannigfaltigen Mineralneubildungen befähigt, und da diese Gesteine gleichzeitig wegen ihrer meist sehr vollkommenen Schichtung zu den durchlässigsten gehören, treten die Erscheinungen der Kontaktmeta-

morphose am schönsten und typischsten in Gebieten auf, in welchen Tonschiefer von Eruptivstöcken durchbrochen wurden. Die Ausbildung der veränderten Zonen ist unter normalen Verhältnissen eine außerordentlich charakteristische, und der Geologe, welcher ein derartiges Gebiet studiert, hat ebenso sichere und unwiderlegliche Anhaltspunkte für die Auffassung der Gesteinskomplexe, wie sie ihm etwa bei stratigraphischen Forschungen in dem Vorhandensein besonders bezeichnender Leitfossilien geboten sind.

In der Umgebung mächtiger granitischer Massive zeigen Tonschiefer an einzelnen Stellen eine makroskopisch schon deutlich hervortretende umgewandelte Zone von 4 und 5 *km* Mächtigkeit, wobei im allgemeinen die Intensität der Umwandlung von der Kontaktgrenze nach der Peripherie zu ganz allmählich abnimmt. Man hat daher eine Reihe von Kontakthöfen ausgeschieden, welche in ihren charakteristischen Bildungen durch das Maß der Umwandlung unterschieden sind, aber stets durch alle möglichen Übergänge miteinander in Verbindung stehen.

Der innerste, erste Kontakthof besteht vorherrschend aus den am weitesten veränderten Gesteinen; an Stelle der schieferigen Gebilde sind harte, dichte, splitterig brechende Gesteine getreten, deren äußerer Habitus zu dem Namen der Hornfelse (franz. cornéennes) geführt hat. U. d. M. bestehen diese in der Hauptsache aus Quarz im Gemenge mit Tonerdesilikaten, namentlich Andalusit oder Sillimanit, Kordiërit, Almandin oder Staurolith mit Glimmer, Chlorit und Plagioklas, seltener auch Orthoklas, zu welchen Korund, Spinelle und andere Tonerdemineralien, auch Kalktonerdesilikate, wie Prehnit, Lawsonit oder Epidot, hinzutreten, während die organische Substanz zu Graphit geworden ist. Makroskopisch ist meist von der ursprünglichen Schichtung nichts mehr zu erkennen, u. d. M. aber ist dieselbe oft in der eigenartigen Anordnung von Einschlüssen deutlich angezeigt, welche in gewundenen Zügen, der Fältelung der Gesteine entsprechend, die neugebildeten Mineralien durchziehen, eine Struktur, die für Kontaktgesteine bezeichnend ist (Taf. IV, Fig. 3).

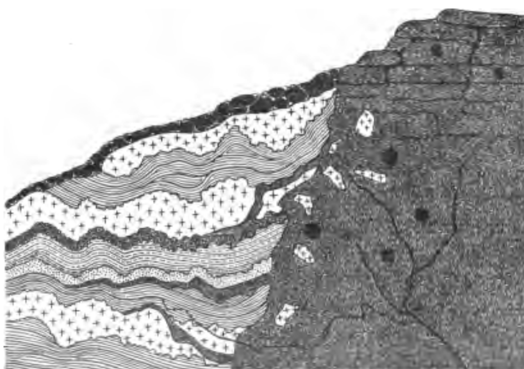


Fig. 55.
Kontakt eines Granitstockes mit wechselnden Schiefern.

Mit diesen Hornfelsen wechsellagern übrigens fast stets Gesteinsschichten, welche den Typus der äußeren Kontakthöfe an sich tragen, ja es können solche dazwischen vorkommen, welche weder makroskopisch noch mikroskopisch irgend eine Spur einer Veränderung erkennen lassen und höchstens eine geringe Imprägnation mit Turmalin zeigen. Es verhalten sich offenbar die in unverändertem Zustand so einheitlich erscheinenden Systeme der Tonschiefer gegenüber der Kontaktmetamorphose sehr verschieden, und schon diese Erscheinung an sich würde beweisen, daß diese ursprünglich gleichmäßig aussehenden Gesteine in der Tat sehr verschiedene Zusammensetzung aufweisen.

Daß die geologische Forschung auf dieses Verhältnis kaum jemals aufmerksam gemacht wurde, beruht wohl in erster Linie darauf, daß die klassischen Untersuchungen derartiger Gebiete zunächst in den stark bewachsenen Mittelgebirgen ausgeführt wurden, wo die kompakten, dichten Hornfelse der Verwitterung allein Widerstand leisten konnten, daher im Relief des Ge-

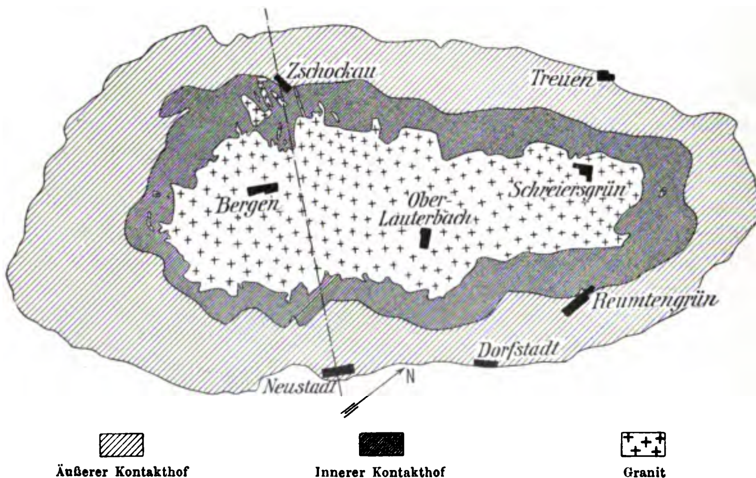


Fig. 56. Der Oberlauterbacher Granitstock im Voigtland mit seinen Kontaktzonen.

bietes besonders hervortreten, während die am wenigsten veränderten Bildungen oberflächlich kaum gefunden werden. Fig. 55 S. 129 gibt diese Verhältnisse in schematischer Weise nach einem Vorkommnis in den Pyrenäen wieder.

Die vorherrschenden Gesteine des zweiten Kontakthofes zeigen im allgemeinen noch den splitterigen Bruch und die harte Beschaffenheit derjenigen des ersten, aber durch reichliche Glimmerentwicklung tritt die Schieferung deutlicher hervor; man bezeichnet die Gesteine als Hornschiefer. Die Schichtflächen dieser Gesteine haben meist eine eigenartige Beschaffenheit, indem kleine, längliche, schwarze Flecken (Fleckschiefer) sich von der graulichen oder bräunlichen Hauptmasse scharf abheben. In weiterer Entfernung werden diese Flecken immer deutlicher und treten bald als erkennbare Kristalle von Chiastolith (Chiastolithschiefer) bald als rundliche, aber gut abgegrenzte, meist schwarze Knoten (Knotenschiefer) auf den Schichtflächen der immer schieferiger werdenden Gesteine hervor. Die Gesteine des dritten Kontakthofes sind die Knotenglimmerschiefer, welche mehr und

mehr einen tonschieferähnlichen Habitus annehmen und in die Zone der Knotentonschiefer, den vierten und äußersten Kontakthof, verlaufen, die wieder ebenso allmählich in den unveränderten Tonschiefer übergehen. Die Kartenskizze des Oberlauterbacher Granitmassivs im sächsischen Voigtland (Fig. 56) läßt die Verteilung der Kontaktbildungen erkennen, wobei der Übersichtlichkeit halber die drei inneren Kontakthöfe zusammengefaßt sind. Fig. 57 gibt das der in Fig. 56 gestrichelten Richtung entsprechende Profil. Die Knoten, welche häufig Größe und Form von Getreidekörnern besitzen (Fruchtschiefer) bestehen in den normalen Ausbildungsformen unserer Mittelgebirge gewöhnlich aus weichen, schuppigen Aggregaten, welche eine bedeutende Anhäufung von staubförmigem Graphit erkennen lassen. Unter dem Mikroskop sind sie wenig scharf von der Hauptmasse des Gesteins

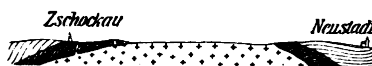


Fig. 57. Querschnitt durch Fig. 56.



Fig. 58. Garbenschiefer. Zemmgrund im Zillertal (1/7 nat. Größe).

abgegrenzt, aber in einzelnen günstigen Fällen kann man durch erhaltene Reste oder an ihrer etwas deutlicheren Form erkennen, daß sie den Chiastolithkristallen durchaus äquivalent sind und meist gleichfalls umgewandelte Andalusit- oder auch Kordieritindividuen darstellen. Ähnlich charakteristisch wie die Knotenbildung ist die Bildung der Garbenschiefer, deren Charakter durch garbenförmige Hornblendeaggregate auf den Schichtflächen bedingt ist. Fig. 58 gibt ein typisches Bild eines solchen Garbenschiefers.

Ebensowenig wie im ersten Hof ausschließlich Hornfelse auftreten, sind in den äußeren Zonen die andern Gesteinstypen allein vertreten, sie wechsellagern vielmehr mit mannigfachen andern, bald mehr hornfelsartigen Bildungen, bald mit Glimmerschiefern ohne Knotenbildung, bald mit verkieselten Schiefern, den sog. Lyditen, oder endlich mit ganz unveränderten Tonschiefern. Und wenn schließlich bei der mikroskopischen Betrachtung überhaupt jede Spur einer Umwandlung verschwunden ist, so läßt doch noch häufig die mikroskopische Untersuchung erkennen, daß die feinsten klastischen Bestandteile einen mehr oder minder deutlichen authigenen Habitus angenommen haben,

und daß die Beeinflussung des Gesteins in der Vergrößerung der „Tonschiefernädelchen“, die zu deutlichen Rutilmikrolithen werden, und in einer gleichmäßigen Imprägnation mit Turmalin noch hervortritt.

Die Abgrenzung der einzelnen Höfe ist eine ziemlich unregelmäßige; dieselben bilden nicht etwa genau konzentrische Schalen um den Eruptivstock, sondern sind an einzelnen Stellen in großer Mächtigkeit entwickelt, an andern sehr untergeordnet, und einzelne der Glieder können auf einer Seite völlig fehlen, während sie auf einer andern in ausgedehntestem Maße hervortreten. Die Zone der Hornfelse ist, abgesehen von Vorkommnissen mit weitgehender Injektion, meist ziemlich wenig mächtig, gewöhnlich unter hundert Meter, diejenige der Knotentonschiefer umfaßt dagegen in typischen Fällen über die Hälfte der gesamten Kontaktzone. Daß aber die an der Oberfläche gemessenen Dimensionen der Kontakthöfe deren wahre Bedeutung oft übersteigen, geht aus dem Profil Fig. 57 hervor. Infolge des geneigten Einfallens des Granites unter die Schiefer ist namentlich auf der linken Seite die wahre Entfernung des Eruptivherdes von den umgewandelten Gesteinen eine viel geringere, als es an der Oberfläche den Anschein hat.

Kontaktmetamorphische Umwandlung der Karbonatgesteine etc.

Während die dünnschichtigen und besonders in den Kontaktzonen oft stark zerrütteten Tonschiefer den Agentien der Metamorphose oft auf weiteste Entfernungen den Durchgang gestatten, sind die mehr dickbankig entwickelten und oft sehr verbandfesten Karbonatgesteine lange nicht so durchlässig. Aber sie erweisen sich als besonders empfindlich, und man beobachtet noch deutlich kristallinisch umgebildete Vorkommnisse dieser Gesteine in den nur mehr sehr wenig beeinflußten Schichten der ersten Gruppe eingelagert.

Aber auch in den inneren Kontaktzonen tritt dieser Unterschied deutlich hervor, indem im Gegensatz zu den meist dichten Hornfelsen die Karbonatgesteine eine grobkörnige Struktur aufweisen, wobei noch ein bezeichnender Unterschied zwischen Kalkstein und Dolomit vorhanden ist, indem letzterer unter denselben Verhältnissen durchschnittlich viel feinkörniger erscheint als der Kalk. Während dieser direkt am Kontakt, zumal wenn er sehr rein ist, öfter aus zollgroßen Individuen besteht, sind ebensolche Dolomite seltene Ausnahmen. Einen bemerkenswerten Einfluß auf die Korngröße der kontaktmetamorphen Karbonatgesteine üben übrigens auch deren ursprünglich organische Bestandteile aus, welche bei der Umwandlung zu Graphit werden. Manchmal vereinigt sich der Kohlenstoffgehalt eines Kalksteins zu größeren Graphitkristallen oder zu Knollen von derbem Graphit, dann zeigen die Gesteine normale Korngröße. Wenn

aber der Graphit als feiner Staub die ganzen Gesteine gleichmäßig erfüllt, so ist eine bedeutende Verringerung der Korngröße allenthalben zu verfolgen, und die Einlagerungen solcher graulich bis schwarz gefärbter kristallinischer Kalke im weißen Marmor sind stets viel feiner körnig als der letztere.

Die Umbildung der Karbonatgesteine durch die Kontaktmetamorphose erfolgt in der Weise, daß einesteils die an sich feinkörnigen Aggregate der Karbonate im normalen dichten Kalkstein eine gröber kristallinische Struktur annehmen, und daß andernteils vor allem die tonig-kieseligen, ursprünglich klastischen Gemengteile unter Zersetzung eines Teils der Karbonate Anlaß zur Bildung von authigen kristallisierten Silikaten geben, die öfter in solchen Kontaktkalken, die man nun als Kalziphyre bezeichnet, nicht unbedeutende Größe erreichen. Die Erscheinung, daß sich die ursprünglich meist ziemlich gleichmäßig durch das ganze Gestein verteilten klastischen Verunreinigungen zu einzelnen größeren, wenn auch meist recht einschlußreichen Kristallen vereinigen, beweist, daß während der Kontaktmetamorphose eine nicht unbedeutende Beweglichkeit der Moleküle vorhanden war. Auch zeigen die neugebildeten Kristalle in derartigen Kalksteinen meist eine Oberflächenbeschaffenheit, wie sie mit den charakteristischen „angeschmolzenen“ Kanten und rundlich korrodierten Flächen nur in einer Art von schmelzflüssigem Magma zu entstehen pflegt.

Daß trotzdem hier wie bei allen Erscheinungen der Kontaktmetamorphose die Beweglichkeit der Moleküle eine beschränkte und der Zustand des Gesteins während der Umwandlung ein viskoser war, beweist die oft recht vollkommen erhaltene Schichtung, der Reichtum der einzelnen Kristalle an Einschlüssen der Karbonate und schließlich die Erhaltung von Fossilresten, von welchen vor allem die widerstandsfähigen Krinoideen, seltener auch Korallen in ihren innersten Strukturverhältnissen noch deutlich sind. Doch besitzen die von kontaktmetamorphen Agentien durchtränkten Kalksteine einen hohen Grad von Plastizität, welche die mannigfachsten Formveränderungen derselben gegenüber von ihrer weniger plastischen Umgebung bedingt. Auf diese Eigenschaft ist die Erscheinung zurückzuführen, daß Einlagerungen von Silikatgesteinen im körnigen Kalk oft in Schollen zerbrochen sind, die rings von Aggregaten des Karbonats umgeben werden, die keine Spur einer Kataklase zeigen, oder

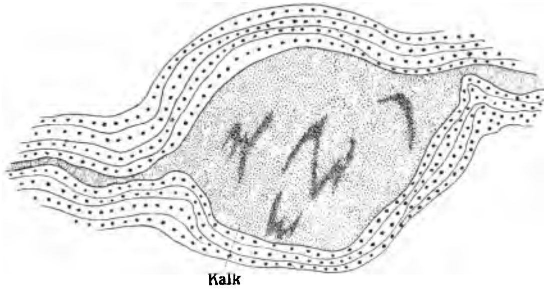


Fig. 59. Marmorlinse im Gneis durch Aufstauung einer dünnen Einlagerung entstanden. Steinhag bei Passau.

daß wenig mächtige Kalkeinlagerungen innerhalb von Silikatgesteinen zu großen Linsen aufgestaut werden, wie sie die häufigste Form der Einlagerungen von „Urkalk“ bilden (Fig. 59).

Die normale Kontaktmetamorphose vollzieht sich ohne wesentliche Änderung der chemischen Beschaffenheit, und wenn man auch lokal in den so umgewandelten Kalksteinen geringe Mengen von Turmalin oder Skapolith beobachtet, so ist doch im normalen Fall die Aufnahme fremder Bestandteile ebenso beschränkt wie bei andern Gesteinen, es werden daher reine Kalksteine durch Kontaktmetamorphose zu reinem, meist weißem Marmor.

Allerdings treten lokal direkt an der Grenze des Eruptivgesteins gegen den Kalk starke Verkieselungen, sog. Zwischenbildungen, ein, und ein meist schmales Band von derbem Granat, von Wollastonit, Pyroxen etc. begleitet hin und wieder die Grenze beider Gesteine. Aber dabei handelt es sich um eine anomale Form der Metamorphose, um eine lokale Zuführung fremder Substanzen aus dem Eruptivgestein, deren Charakter sich in Putzen und Stöcken innerhalb der körnigen Kalke selbst wiederholt, in denen solche Silikatmassen der mannigfachsten Zusammensetzung als sog. Eisknöpfe auftreten, die besonders häufig durch einen Gehalt an sulfidischen oder oxydischen Eisen-, Mangan- und Zinkerzen sich auszeichnen, in welch letzterer Paragenesis man die meist an Schwermetallen sehr reichen Silikataggregate als Skarn (schwed. Abraum) bezeichnet.


Fig. 60. Granatgang mit Wollastonitsalband im Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße.

Diese Skarnbildungen erweisen sich nicht nur durch die Unregelmäßigkeit ihrer Form und durch ihre anomale Zusammensetzung als sekundär zugeführte Massen, sondern treten öfter in eigentlich gangförmiger Ausbildung auf, wie dies Fig. 60 zeigt, wo ein Gang von derbem Granat mit einem senkrecht zur Grenze blätterigen Salband von Wollastonit, das wieder von Granatapophysen durchsetzt ist, in körnigem Kalk auftritt. Es handelt sich hier also um zufällige Bildungen, welche mit

der Kontaktmetamorphose als solcher nichts zu tun haben, deren Fehlen daher auch nicht gegen die Wirkung der Kontaktmetamorphose bei der Umkristallisation eines Kalksteins spricht.

Von den Verunreinigungen der Kalksteine müssen zuerst die organischen betrachtet werden, von denen ein Teil, wie schon oben erwähnt, zu Graphit wird. Ein anderer Teil aber bleibt merkwürdigerweise selbst in sehr grobkörnigen Kontaktkalken, also in den dem Kontakte nächstliegenden Zonen erhalten, und zwar sind das die den unangenehmen Geruch des Stinkkalks bedingenden, wahrscheinlich zu den Indolderivaten zählenden Beimengungen. Während einzelne Vorkommnisse solcher Stinkmarmore beim Anschlagen einen sehr kräftigen Geruch nach Skatol geben, lassen weitaus die meisten körnigen Kalke diese Beimengungen wenigstens dadurch erkennen, daß sie eine übelriechende Kohlensäure liefern. Nur an der direkten Berührung mit dem Eruptivgestein pflegen diese Stoffe zerstört zu sein, und dann tritt manchmal an ihre Stelle eine sehr zarte lichtblaue, gelbe oder rosenrote Färbung, welche wenig beständig ist.

Beimengungen von Magnesiakarbonat verlieren in hoher Temperatur leichter ihre Kohlensäure, und es entsteht der Periklas in Kontaktkalken (Predazzit und Penkatit). Die hauptsächlichsten Verunreinigungen der Kalksteine aber sind kieselige und tonige Materialien. Die in Kontaktkalken neu gebildeten Mineralien sind daher:

Kalktonerdesilikate, wie Grossular, Klinozoisit, Gehlenit, Vesuvian, Anorthit;

Kalkmagnesiasilikate aus den Gruppen der Amphibole und Pyroxene;

Magnesiasilikate: Forsterit, Humitgruppe;

Kalksilikat: Wollastonit; hinzu kommen noch Phlogopit und Chlorit, Spinelle und Korund, ferner Skapolith, Turmalin, Apatit und Zirkon.

Dagegen fehlen hier die eigentlichen Tonerdesilikate sowie der Kordiërit, während Quarz in nicht seltenen Fällen vorhanden ist. Solange der Kalkspat über die Verunreinigungen weit überwiegt, erscheinen alle Mineralneubildungen in größeren Kristallen mit löcheriger Umgrenzung. Je mehr aber das die Grundmasse bildende Karbonat zurücktritt, desto körniger und meist auch dichter wird das vorherrschend aus Silikaten bestehende Aggregat, welches man nun als Kalksilikathornfels bezeichnet, obwohl seine Struktur meist noch deutlich körnig ist. Der Kalkspat ist in all diesen Gesteinen der zuletzt auskristallisierte Gemengteil, die andern Mineralien aber zeigen meist keine gesetzmäßige Reihenfolge, sondern scheinen ziemlich gleichmäßig gebildet zu sein. Nur die Spinelle sind frühere Bildungen gegenüber den Silikaten, zeigen daher besonders oft Kristallform, während der Wollastonit erst nach den andern Silikaten zur Ausbildung kam.

Von dem obenerwähnten Skarn unterscheiden sich diese Kalksilikatfelse äußerlich nur wenig. Da aber in den normalen Sedimenten der Gehalt an Schwermetallen niedrig ist, sind die durch deren Umkristallisation entstehenden Gesteine ziemlich arm an diesen. Dazu kommt, daß sie entsprechend der ursprünglich schieferigen Ausbildung in mannigfachem schichtenartigem Wechsel miteinander auftreten, und wo Schichten kalkiger Sedimente von sehr wechselnder Beschaffenheit umgewandelt sind, trifft man miteinander abwechselnd Lagen von reinem Marmor mit solchen von

Kalziphyren und endlich solchen, die vorherrschend aus mannigfachen Silikaten bestehen.

Ganz analog sind die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose am Dolomit, nur daß dieser, wie schon oben bemerkt, selten grobkörnig wird, überhaupt viel weniger empfindlich gegen die Kontaktmetamorphose ist. Der Charakter der Mineralneubildungen aber ist derselbe. Lokal sind auch Anhydrit und Gips kontaktmetamorph verändert (Pyrenäen); man beobachtet dann auch in ihnen, abgesehen von der Entwicklung von Turmalin oder Skapolith, einzelne der erwähnten Kontaktmineralien.

Endlich wäre hier die Kontaktmetamorphose der Kohlengesteine anzuschließen; diese werden am Kontakt mit Tiefengesteinen zu Graphit, in welchem die Struktur der Kohle oft noch recht gut zu erkennen ist. Der Übergang in die normale Kohle vollzieht sich mit der Entfernung durch sehr kohlenstoffreiche Anthrazite, welche infolge von massenhaften Gaseinschlüssen beim Erhitzen zerknistern oder gar explodieren.

Eisenerze endlich, sowohl Brauneisen als Spateisen, liefern bei der kontaktmetamorphen Umwandlung gewöhnlich Magneteisen.

Kontaktmetamorphe Umwandlung basischer Eruptivgesteine. Des weiteren ist die kontaktmetamorphe Veränderung basischer Eruptivgesteine zu betrachten, welche trotz ihrer meist sehr bedeutenden Verbandsfestigkeit weitgehende Veränderungen erleiden, die den ursprünglichen Mineralbestand wie die Struktur völlig verdecken können, ohne indes eine Änderung des chemischen Typus hervorzubringen. Die wenig verbandfesten Tuffe, die zu basischen Eruptivgesteinen gehören und eine diesen mindestens sehr ähnliche Zusammensetzung zeigen, sind natürlich noch viel leichter angreifbar, aber man ist nur selten, so z. B. an der helizitischen Struktur, in der Lage, in dem umgewandelten Gebilde den ursprünglichen Gesteinscharakter noch deutlich zu erkennen. Wie empfindlich gerade die basischen Eruptivgesteine gegen die von Graniten ausgehende Kontaktmetamorphose sind, ergibt sich aus der Beobachtung, daß zwischen Tonschiefern eingelagerte Vorkommnisse von solchen noch deutlich verändert sind in Entfernungen, in welchen die Tonschiefer selbst keine Spur einer Einwirkung mehr zeigen.

Die Kontaktmetamorphose bewirkt oft unter völliger Erhaltung der Struktur eine Uralitisierung des Pyroxens, während die Veränderung des Plagioklases offenbar abhängig ist von den Verhältnissen des während der Umbildung herrschenden Druckes. Bei niederem Drucke kristallisiert er sehr häufig einfach um, und der in seiner Form erhaltene Durchschnitt besteht aus einem Körneraggregat des ursprünglichen Feldspats. Bei höherem Druck erfolgt eine mehr oder minder vollkommene Saussuritisierung, d. h. das Kalktonerdesilikat des basischen Plagioklases wird zu einem makroskopisch völlig dichten, strukturlosen Aggregat, das u. d. M. aus einem

Mosaik von Plagioklas mit eingewachsenen winzigen Fetzen von spezifisch schweren Kalktonerdesilikaten, Zoisiten, Kalkgranat, Prehnit, Lawsonit etc. besteht, wobei offenbar die Trennung des Albit- und des Anorthitmoleküls um so vollkommener ist, je höher der die Umkristallisation beherrschende Druck war. In derartig umgewandelten Gesteinen der Zentralalpen ist der Feldspat stets reiner Albit. Titanhaltige Erze werden meist zu Rutil.

Bei besonders weit gehender Veränderung, also namentlich in den innersten Kontaktzonen, bleiben die Bestandteile der einzelnen ursprünglichen Mineralien nicht getrennt; aus der Mischung der Feldspatsubstanz mit jener des Pyroxens entstehen eisenoxydulreiche Granaten, alkali- und eisenhaltige Hornblenden, Epidot, Chlorit etc. Solche Neubildungen, welche durch gegenseitige Reaktion der einzelnen Bestandteile entstanden, beschränken sich natürlich nicht auf den Raum, welchen einer derselben in dem ursprünglichen Gestein einnahm, und es geht in diesem Stadium der Umwandlung jeder Rest der ursprünglichen Struktur verloren. Die Identifizierung solcher Gesteine kann im allgemeinen nur auf Grund sorgfältigster geologischer und petrographischer Untersuchungen ausgeführt werden, wenn auch in der Bauschanalyse des Gesteins ein wichtiger Hinweis auf dessen ursprünglichen Charakter gegeben ist. Zahlreiche Amphibolite, Eklogite, Chloritschiefer, Grünschiefer, Saussurite etc. sind kontaktmetamorphische basische Eruptivgesteine oder deren Tuffe. Besonders häufig sind deutlich erkennbare Reste der ursprünglichen Struktur, die sog. Palimpseststruktur, in umgewandelten Porphyriten vorhanden, wie z. B. der Chloritschiefer in Fig. 61 die scharf abgegrenzten saussuritisierten Labradoreinsprenglinge erkennen läßt.



Fig. 61.
Grünschiefer (umgewandelter Labradorporphyrit) mit wohlumgrenzten Einsprenglingen.

Piëzokontaktmetamorphose. Betrachten wir die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose endlich in solchen Gebieten, wo die Verfestigung des Eruptivgesteins begleitet war von den gebirgsfaltenden Prozessen, so sehen wir mannigfaltige Modifikationen: die Piëzokristallisation wird begleitet von der Piëzokontaktmetamorphose, und ebenso ist letztere an erstere gebunden. Im allgemeinen sind durch die Gebirgsfaltung die Nebengesteine weithin gelockert und zertrümmert, die gasförmigen Agentien wurden ferner unter besonders hohem Druck in die Gesteine eingepreßt, so daß intensiv wie extensiv die Erscheinungen hier viel großartiger sein müssen.

Dieselben lassen ebenso wie die normalen Kontaktbildungen ein allmähliches Abnehmen der Intensität der Umwandlung mit der Entfernung von dem eruptiven Herd erkennen, und außerdem beobachtet man in den nicht selten von den eruptiven Massen injizierten Gesteinen die am besten charakterisierten Strukturformen der Kontaktgesteine, so namentlich das massenhafte Vorhandensein eiförmiger Einschlüsse in einzelnen Mineralien und die der Fältelung parallele Anordnung der Einschlüsse. Der Grundzug der ganzen Umbildung ist eben trotz der Modifikation der physikalischen Bedingungen derselbe gewesen.

Die Reaktionen der einzelnen Bestandteile erleiden durch die veränderten physikalischen Bedingungen mannigfache Modifikationen, und die Hauptbestandteile der so umkristallisierten Gesteine zeigen einesteils in ihrem hohen spezifischen Gewicht und ihrem oft bedeutenden Hydroxylgehalt, andernteils in der weiten Verbreitung der Schieferstruktur die Wirkungen des hohen Drucks. Mit den normalen Kontaktgesteinen haben die hier zu betrachtenden Bildungen zunächst gemeinsam den konstanten Gehalt an Turmalin und sodann die Strukturformen, deren makroskopische und mikroskopische Typen, welche im Abschnitt X ausführlicher erörtert werden, gerade hier besonders deutlich hervortreten. Garbenschiefer und Knotenschiefer trifft man nirgends charakteristischer und in weiterer Verbreitung als in der Schieferhülle des alpinen Zentralgranits. Die Modifikationen beziehen sich in erster Linie auf die mineralische Zusammensetzung, in welcher die Wirkung des Volumgesetzes deutlich ist, d. h. die Tendenz, das unter den gegebenen Verhältnissen denkbar kleinste Molekularvolumen anzunehmen.

Die gewöhnlichen Hauptbestandteile normaler Hornfelse, Andalusit und Kordiërit, fehlen als Gesteinsgemengteile der alpinen Schieferhülle völlig und treten innerhalb derselben überhaupt nur als Bestandteile von Pegmatiten auf, bei denen speziell die ausgesprochen drusige Beschaffenheit das Nachlassen des Druckes bei ihrer Verfestigung deutlich erweist. An ihre Stelle kommen bei der Piëzokontaktmetamorphose die Glimmer, speziell auch die spezifisch schweren Sprödglimmer, ferner Granat, Zoisite, Staurolith, welche besonders häufig zur Bildung von Knotenschiefern führen, oder Disthen, der häufiger garbenförmige Aggregate auf den Schichtflächen bildet. Durch das bedeutende Vorherrschen der Glimmer erscheinen statt der Hornfelse in diesen Gebieten ausgesprochene Schiefergesteine, Glimmerschiefer etc. sind daher die gewöhnlichen Bildungen.

Ganz analog sind die Modifikationen bei den unveränderten Karbonatgesteinen. Unter dem hohen Druck verdrängt die Kieselsäure die Kohlensäure des Kalkes nicht: Quarz in gerundeten Kristallen, oft ähnlich jenen im Quarzporphyr, ist hier ein weit verbreiteter Gemengteil; Kalktonerdesilikate sind seltener, und Magnesiasilikate bilden sich nur ausnahmsweise; an ihre Stelle treten Albit und die Glimmermineralien, welche in den ganz unreinen Vorkommnissen allerdings ziemlich massenhaft von Epidot

begleitet werden. Von Kalkmagnesiasilikaten sind fast ausschließlich Amphibole vorhanden. Auch bei dieser Gruppe tritt in den unreineren Vorkommnissen wenigstens die Schieferstruktur deutlich hervor, und die typischsten Vertreter der hierher gehörigen Gesteine sind die Kalkglimmerschiefer, während die reinen Kalke unter diesen Verhältnissen besonders durch Verbandsfestigkeit sich auszeichnen und ein als Marmor besonders hoch geschätztes Material liefern.

Paragenesis der Kontaktgesteine. Die außerordentlich mannigfaltige Beschaffenheit der Kontaktgesteine ergibt sich aus der Zusammenstellung der wichtigsten Mineralien, die in den einzelnen Typen auftreten. Charakteristisch sind

1. für Tonschieferhornfelse: Korund, Spinell, Andalusit, Sillimanit, Staurolith, Kordiërit, Glimmer, Chlorit, Almandin, Dumortiërit, Hornblende, Zoisit-Epidot, Rutil, Anatas, Titaneisen, Graphit, Quarz und verschiedene Feldspate, zu welchen unter erhöhtem Druck noch Disthen, Sprödglimmer etc. kommen, welche dann Andalusit, Sillimanit und Kordiërit vertreten;

2. für Kontaktkalke und Kalksilikathornfelse: Kalkspat, Dolomit, Periklas, Spinell, Grossular, Vesuvian, Gehlenit, Zoisit-Epidot, Diopsid, Fassait, Phlogopit, Strahlstein, Pargasit, Anorthit, Forsterit, Humit, Wollastonit, Titanit, Graphit;

3. für Saussurit und Diabashornfelse: Zoisit, Epidot, Vesuvian, Lawsonit, Prehnit, Grossular, Fassait, Glaukophan, Karinthin, Chlorit, gemeiner Granat, Disthen, Rutil.

Dazu kommen die unter Mitwirkung der Mineralbildner entstandenen Mineralien, von welchen einzelne in allen Typen auftreten: Turmalin, Topas, Flußspat, Skapolith, Apatit, Magnetkies und andere Erze und endlich die unten zu besprechenden Zersetzungsprodukte der Kontaktmineralien.

Zum Schluß sollen noch einige Assoziationsgesetze aufgeführt werden, welche für Kontaktgesteine Geltung zu haben scheinen.

1. Andalusit, Sillimanit, Disthen, Staurolith, Kordiërit sowie die Sprödglimmer fehlen in kalkspatführenden Kontaktgesteinen.

2. Grossular, Klinozoisit, Gehlenit, Vesuvian trifft man nur in kalkreichen Gesteinen.

3. Forsterit und die Humite bilden sich nur, wenn keine Tonerde mehr vorhanden ist, andernfalls entstehen Kalktonerdesilikate und Spinell.

4. Wollastonit entsteht nur in sehr kalkreichen Gesteinen, und auch hier nur, wenn außer Kieselsäure keine fremden Beimengungen mehr vorhanden sind.

5. Kalkmagnesiasilikate treten auch in sehr tonerdereichen Gesteinen auf.

6. Rutil ist in den tonerdereichen Gesteinen besonders verbreitet und findet sich namentlich zusammen mit den unter 1. genannten Mineralien, ist dagegen seltener bei Kalktonerdesilikaten.

Die Umwandlung von Einschlüssen in Tiefengesteinen ist meist eine noch weiter gehende als die des anstehenden Nebengesteins. Neben der Häufigkeit einer völligen Resorption, welche in kieselsäurereichen Gesteinen besonders die basischen, in kieselsäurearmen namentlich die sauern Einschlüsse betrifft, und durch welche oft recht eigenartige Gesteinsmodifikationen entstehen, trifft man in den Einschlüssen namentlich eine weit gehende Injektion und Durchtränkung durch das Magma. Hierher gehören z. B. die sog. „Gneiseinschlüsse" in Graniten, welche häufig mit als Beweis für die allgemeine Verbreitung des Gneises in der Tiefe angeführt werden, die aber nichts sind als kontaktmetamorphische, mit Eruptivmaterial durchtränkte Tonschiefer.

Die Kontaktzonen sind in den späteren Perioden der vulkanischen Tätigkeit der Schauplatz mannigfacher postvulkanischer Prozesse, welche die neugebildeten Mineralien wieder zersetzen und verändern; die Vorkommnisse von Pseudomorphosen sind daher gerade in den Kontaktgesteinen außerordentlich mannigfaltig, und eine ganze Reihe sekundärer Mineralien: Serpentin, Talk, Kaolin, Bruzit, Chlorit, Serizit etc., vervollständigen das Bild der mineralischen Zusammensetzung der Kontaktgesteine.

Was endlich die allgemeine Nomenklatur der Kontaktgesteine betrifft, so ist in dieser Beziehung kaum ein annehmbarer Vorschlag vorhanden. Die im vorhergehenden Text angeführten Namen sind zwar mehr oder weniger überall angenommen, bei der außerordentlichen Mannigfaltigkeit der durch Kontaktmetamorphose hervorgebrachten Mineralkombinationen aber ist eine Bezeichnung nach ihrer mineralischen Zusammensetzung im allgemeinen viel zu umständlich und unklar, während man mit dem einfachen Ausdruck Hornfels im allgemeinen den Begriff des Dichten verbindet, was wiederum für eine große Anzahl von Vorkommnissen nicht zutrifft.

Kontaktmetamorphose an Ergußgesteinen. Der Charakter der Kontaktmetamorphose an Ergußgesteinen ist ein etwas anderer; hier ist in erster Linie die Hitzewirkung zu erkennen, welche z. B. das Zement von Sandsteinen schmilzt (gefritteter Sandstein), die Gesteine durch Schmelzung teilweise verglast, Kohlen verkokt und prismatische Absonderungen an allen möglichen Gesteinen hervorbringt. Die mikroskopische Untersuchung läßt in den umgeschmolzenen Gesteinspartien öfter winzige Mineralneubildungen nachweisen, welche manchmal noch als Kordiërit oder Spinell bestimmbar sind, in den meisten Fällen aber nur Kristallite darstellen. Nur am Kontakt mit Kalkstein beobachtet man dem Tiefengesteinskontakt analoge Umbildungen, allerdings nur in sehr schmalen Zonen. Körnige Kalke kommen auch hier manchmal zur Ausbildung.

Häufig geht mit der partiellen Schmelzung auch eine Verkieselung des Gesteins Hand in Hand; so stellen z. B. die als Porzellanjaspis bezeichneten Vorkommnisse gefrittete und verkieselte Bildungen dar. Hier schließen sich auch die nahe verwandten Adinole an, welche man am Diabaskontakt

häufig findet und in welchen dem ursprünglichen Tonschiefer gegenüber eine Erhöhung des Natrongehaltes bis zu 10 % in erster Linie in die Augen fällt. Es sind, wie der Porzellanjaspis, hornsteinähnlich dichte Gesteine von meist geflecktem Aussehen, aber gewöhnlich grauer Farbe gegenüber der häufig violetten und rotbraunen des letzteren. Mit der Entfernung von Diabas gehen sie durch Desmosit und Spilosit, welche weniger veränderte Bildungen darstellen, in Tonschiefer über. Ferner schließen sich an: die Kieselschiefer oder Lydite, meist schwarze, dichte, splitterig brechende, stark verkieselte Gesteine mit kaum angedeuteter Schieferstruktur, die ebenfalls am Diabaskontakt ungemein weit verbreitet sind. Die beiden letzteren Formen der Umwandlung haben einige Ähnlichkeit mit den S. 128 erwähnten anomalen Umwandlungen an Tiefengesteinen.

Die an die Oberfläche empordringenden Schmelzmassen bringen oft in recht bedeutender Menge feste Bruchstücke mit empor, welche besonders gern in Form von Bomben und Auswürflingen herausgeschleudert werden und sich dann in den vulkanischen Tuffen finden, aber auch in der erstarrenden Lava als Einschlüsse zurückbleiben. Ein Teil dieser Einschlüsse und Auswürflinge stammt von Ausscheidungsprodukten des Magmas selbst, solange dieses noch in der Tiefe einer langsamen Erkaltung anheimfiel. Man hat sie als Urausscheidungen bezeichnet, welche bei Lamprophyren, speziell bei Basalten in ungemein bedeutender Mannigfaltigkeit auftreten und diesen Gesteinstypen wohl nie fehlen. Auch an andern Ergußgesteinen beobachtet man derartige, meist rein körnig ausgebildete Vorkommnisse, z. B. die Sanidinite bei Trachyten etc.

Andere sind Bruchstücke des Nebengesteins, welche, noch in den ersten Stadien der Gesteinsbildung losgerissen, häufig denselben Charakter aufweisen, wie z. B. die Gneiseinschlüsse der Tiefengesteine, deren geologische Bedeutung aber ebenso überschätzt worden ist wie diejenige der Gneise selbst. Zu den am meisten vom Magma und seinen Mineralbildnern durchtränkten Bildungen dieser Art gehören endlich die sog. Sommablöcke, die ungemein mineralreichen Auswürflinge älterer Eruptionen des Vesuvs.

Gesteinsbruchstücke, welche das vulkanische Magma erst auf seinem Weg aus der Tiefe nach der Oberfläche losgerissen hat, zeigen dagegen besonders die Hitzewirkung; teilweise geschmolzene Granite und Sandsteine, letztere oft mit säulenförmiger Absonderung, gebrannte Tone etc. sind derartige Bildungen. Auch Einschmelzungen und Resorptionen solcher Einschlüsse sind nicht selten. So trifft man öfters in basischen Gesteinen Orthoklaskristalle, welche in ihrer ganzen Masse löcherig und wie von Magma durchfressen sind, den sog. chagrinierten Feldspat. So erscheinen in Diabas, Lamprophyr

und Basalt häufig die Quarzaugen, die öfter einen glasigen Rand mit radial gestellten Augit- (seltener Hornblende-) nadeln aufweisen und Reste von Sandstein oder Granit sind. Ebenso trifft man in Basalten als Reste von Tongesteinen größere Individuen von Korund etc.

VIII. Postvulkanische Prozesse. Gesteinszersetzung.

Literatur.

E. de Beaumont, Sur les émanations volcaniques et métallifères: Bull. soc. géol. France IV (1847) 1249. R. Beck, Über die Beziehungen zwischen Erzgängen und Pegmatiten: Zeitschr. prakt. Geol. 1906, 71. W. C. Brögger, On the formation of pegmatite veins: Canad. rec. sc. VI (1894) 33 u. 61. A. Daubrée, Observations sur le métamorphisme et recherches expérimentales sur quelques uns des agents qui ont pu le produire: Annal. mines (5) XII (1857) 294. C. R. van Hise, Some principles controlling the deposition of ores: Transact. amer. inst. min. eng. XXX (1900). F. Pošepný, Die Genesis der Erzlagerstätten: Berg-Hüttenm. Jahrb. XLIII (1895) 1. Fr. Sandberger, Untersuchungen über Erzgänge, Wiesbaden 1882—1885. Th. Scheerer, Über die chemischen und physischen Veränderungen kristallinischer Silikatgesteine durch Naturprozesse: Ann. Chem. Pharm. CXXVI (1863) 1. M. B. Schmidt, Untersuchungen über die Einwirkung der schwefligen Säure auf einige Mineralien und Gesteine: Tscherm. min. petr. Mitteil. IV (1882) 1. A. W. Stelzner, Die Lateralsekretionstheorie und ihre Bedeutung für das Přibramer Ganggebiet: Berg-Hüttenm. Jahrb. XXXVII (1889). J. H. L. Vogt, Beiträge zur genetischen Klassifikation der durch magmatische Differentiationsprozesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzlagerstätten II: Pneumatolytische bzw. pneumatohydatogene Produkte: Zeitschr. prakt. Geol. 1895.

Postvulkanische Erscheinungen. Der eigentlichen vulkanischen Tätigkeit, dem Empordringen von schmelzflüssigem Material, folgt eine Reihe oft noch sehr intensiv wirkender chemischer Prozesse, welche man unter dem Namen der postvulkanischen zusammenfaßt. Die der vulkanischen Tätigkeit zeitlich am nächsten liegenden Reaktionen werden in erster Linie durch Gase und Dämpfe eingeleitet, man bezeichnet sie daher als pneumatolytische (gr. pneuma, Dampf; lyo, löse). In einer zweiten Phase, welche dem weiteren Nachlassen der vulkanischen Energie entspricht, treten an Stelle derselben namentlich überhitzte Lösungen: es ist die pneumatohydatogene Periode (gr. hydor, Wasser), welche allmählich in die Epoche der heißen Quellen, die thermale (gr. thermos, heiß), ausläuft. All diese Erscheinungen gehören geologisch mit zu der vulkanischen Tätigkeit, deren allmähliches Erlöschen sie anzeigen, das sich aber oft so außerordentlich langsam vollzieht, daß es ganze geologische Perioden überdauert. Die haupt-

sächlichsten Agentien, welche die gas- und dampfförmigen Exhalationen, die sog. Fumarolen, an die Oberfläche bringen, sind: Schwefelverbindungen (Solfataren), Borsäure, Salzsäure, Flußsäure und Kohlensäure. Die heißen Quellen enthalten dieselben Agentien zumeist an Alkalien und alkalische Erden gebunden; außerdem führen sie Kieselsäure, mannigfaltige Schwermetalle etc.

Die postvulkanischen Prozesse wirken neubildend und umbildend; sie geben einesteils Anlaß zur Entstehung von meist gangförmig auftretenden Neubildungen, welche zum Teil als Mineralgänge, zum Teil als Erzgänge bezeichnet werden, sie verändern andernteils die Beschaffenheit der Gesteine selbst, welche in ihrem Bereiche vorhanden sind, indem sie bald einfache molekulare Umlagerungen (Saussuritisierung) analog der Kontaktmetamorphose in denselben hervorbringen, bald aber durch Auflösung von Bestandteilen (Kaolinisierung), durch Zufuhr von solchen (Turmalinisierung) oder endlich durch Austausch (Talkbildung) mannigfache chemische Veränderungen einleiten. Alle diese Gesteinsveränderungen bezeichnet man zusammenfassend als den postvulkanischen Metamorphismus; diejenigen unter diesen metamorphischen Prozessen, welche in erster Linie auf eine Gesteinszerstörung hinauslaufen, nennt man Zersetzungsprozesse. Die Erscheinungen der Gesteinszersetzung stehen durchaus im Gegensatz zu jenen der Verwitterung, obwohl sie ebensowenig wie diese auf bestimmte geologische Perioden beschränkt sind. Da sie aber ihre Ursache in den Äußerungen vulkanischer Prozesse haben, so sind sie im allgemeinen an Eruptivgesteine und deren nächste Umgebung gebunden; sie sind selbstverständlich völlig unabhängig von den Faktoren des Klimas und besitzen gegenüber der regionalen Verbreitung der Verwitterungserscheinungen durchaus lokalen Charakter, indem sie oft auf untergeordnete Teile eines Gesteinskomplexes sich beschränken.

Die Atmosphärilien umgeben, von oben her wirkend, das ganze Gestein mit einem meist dünnen Mantel von Verwitterungsmaterial, welcher nur da sich zu größerer Tiefe verfolgen läßt, wo intensive Zerklüftung des Gesteins den Tagewässern den Zugang öffnet, oder wo lokal leicht angreifbare Mineralien, z. B. die Sulfide, eine reiche Quelle kräftig wirkender Agentien bieten (eiserner Hut der Erzlagerstätten). Die Agentien der Zersetzung aber wirken von der Tiefe aus, ihre Produkte bilden keine oberflächliche Hülle, ja sie brauchen nicht einmal die Oberfläche zu erreichen.

Zersetzungserscheinungen lassen sich daher im allgemeinen in jeder erreichbaren Tiefe mit gleicher Intensität verfolgen, und speziell diese Erscheinung ist das bezeichnendste Charakteristikum all dieser postvulkanischen Metamorphosen. Während kompakte Gesteine sich den Agentien der Verwitterung gegenüber recht wenig durchlässig erweisen und das Eindringen der atmosphärischen Gewässer an sich schon eine Lockerung des Gefüges bezeichnet, haben die Agentien des Vulkanismus in viel höherem Maße die Fähigkeit, die Gesteine zu durchtränken, indem durch die erhöhte Temperatur und den bedeutenden Druck die Reaktionsfähigkeit und die Beweglichkeit der Moleküle stark erhöht wird und gleichzeitig chemisch ungemein wirksame Stoffe in ihnen oft in großer Menge vorhanden sind.

So findet man z. B., daß die Neubildung von Turmalin und Topas tief in einen an sich durchaus frischen und kompakten Granit hinübergreift, wobei in den Agentien Bor und Fluor, welche bei diesen Umwandlungen zugeführt wurden, derartige umsetzungsfähige Stoffe vorhanden sind. In andern Fällen sind aber ganze Gesteinskomplexe ebenso tiefgehend verändert, ohne daß der Rückstand eine Spur von diesen Substanzen erkennen ließe, wie z. B. bei der Kaolinisierung manchmal gar keine Nebenprodukte entstehen. Daß schließlich nicht nur Gase die Fähigkeit haben, in nicht gelockerten oder sonst besonders durchlässigen Gesteinen ihre Tätigkeit auszuüben, sondern daß dieselbe auch heißen Lösungen zukommt, das beweisen gewisse Vorkommnisse von Mandelsteinen, deren gegeneinander völlig abgeschlossene Blasenräume von außen her mit Achat etc. erfüllt wurden, der doch wohl nur auf wässerigem Wege herbeigeführt sein kann (Fig. 62). Dabei hat keine Erschütterung des Gefüges, öfter nicht einmal eine durchgreifende chemische Veränderung des Gesteins stattgefunden.

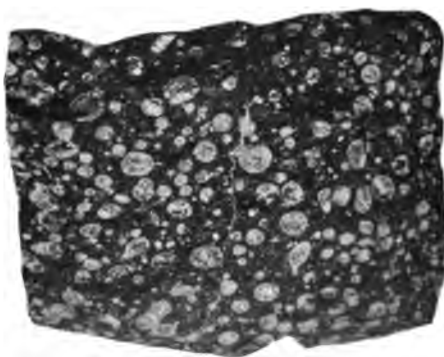


Fig. 62. Melaphyrmandelstein, Oberstein a. N.

Bildung der Pegmatite. Zwischen den eigentlichen, aus normalem Magma hervorgegangenen Eruptivgesteinen und den Ergebnissen der pneumatolytischen Prozesse stehen die Pegmatite (gr. pegma, Schriftzeichen) als Verbindungsglieder, deren Eigentümlichkeiten in zahlreichen Beziehungen von Interesse sind. Als Pegmatite bezeichnet man Mineralkombinationen, welche in ihren Grundzügen den chemischen Charakter irgend eines normalen Eruptivgesteines, zu dessen Ganggefolge sie gehören, gewöhnlich in aplitischer Fazies aufweisen. Sie finden sich in der Hauptsache in Form von Gängen (auch in Schlierengängen und einzelnen

abgetrennten Putzen), deren Form meist außerordentlich ungleichmäßig ist (Fig. 63), innerhalb des Eruptivgesteins selbst oder in seiner kontaktmetamorphischen Umgebung.

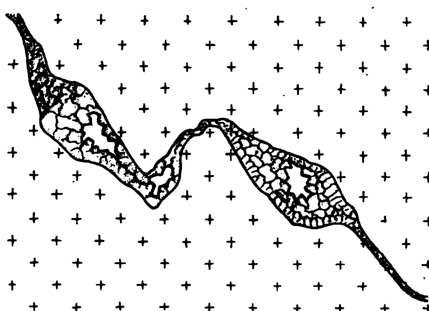


Fig. 63. Schematische Darstellung des Verlaufs eines Pegmatitgangs.

Der Pegmatit pflegt so innig mit dem normalen Eruptivgestein verwachsen zu sein, daß meist keine scharfe Grenze vorhanden ist, d. h. die Bildung der pegmatitischen Gänge fällt noch mit den letzten Phasen der Verfestigung des Hauptgesteins zusammen, woraus sich auch die Ausbildung der unregelmäßigen Formen erklärt. Pegmatite sind häufiger bei alkali- und kieselsäurereichen Gesteinen als bei solchen, in denen neben einem hohen Maß zweiwertiger Metalle ein geringer Kieselsäuregehalt vorhanden ist, sie fehlen aber keinem bekannten Gesteinstypus ganz.

Von den eigentlichen Eruptivgesteinen unterscheiden sich die Pegmatite durch eine große Unregelmäßigkeit in Struktur und Verteilung der Mineralien, durch die Neigung zu paralleler Verwachsung der letzteren (Quarz mit Feldspat = Schriftgranit oder Pegmatit im engeren Sinne) sowie durch die Häufigkeit unvollkommener Raumerfüllung, welche zur Bildung von zahlreichen Kristalldrusen führt. Ferner sind in den Pegmatiten im allgemeinen jene Gesteinsbestandteile besonders konzentriert, welche sich gewöhnlich mit den Mineralbildnern anreichern, d. h. sie sind meist reicher an Alkalien und Kieselsäure als das normale Gestein und neigen so zu den Apliten, mit welchen sie oft in innigster Verbindung stehen. Die Anhäufung der Mineralbildner in dem Gemenge, welches zur Bildung der Pegmatite führt, spricht sich außer in ihrer durch die leichte Beweglichkeit des an Gasen reichen Magmas bedingten, oft geradezu riesenkörnigen Beschaffenheit auch in einem hohen Gehalt an Mineralien aus, welche, wie Turmalin, Topas, Flußspat, Apatit etc. Reste der mineralbildenden Agentien enthalten. Dazu kommt sehr häufig eine Konzentration von sonst seltenen Elementen, so daß die Pegmatite sich durch einen ungemein bedeutenden Mineralreichtum auszeichnen und zu den reichsten Minerallagerstätten zählen.

Die ganze Beschaffenheit der Pegmatite weist darauf hin, daß in ihnen die eigentliche Quintessenz des Magmas konzentriert ist, daß nicht ein gewöhnlicher Schmelzfluß zu ihrer Entstehung Anlaß gegeben hat, sondern eine Art von Mittelding zwischen Schmelzfluß und wässeriger Lösung, was eben die Ursache ihrer eigenartigen und so wenig konstanten Beschaffenheit geworden ist. Gleichfalls für dieses intermediäre Stadium spricht die Erscheinung, daß die Pegmatite ihr Nebengestein öfter mit Turmalin etc. imprägnieren, und daß namentlich ihr Mineralbestand selbst ungemein abhängig ist von der Zusammensetzung des Nebengesteins. Wenn z. B. die granitischen Pegmatite des Bayrischen Waldes in die tonerdereichen Kontaktgesteine übersetzen, so entwickeln sich in ihnen große Kristalldrusen mit Andalusit;

im Fichtelgebirge sehen wir ganz analoge Gesteine beim Eintritt in die Eklogite zu großkörnigen Aggregaten von Feldspat mit Zoisit werden; in andern Gebieten werden die Bestandteile von Staurolith, Granat, Disthen etc. aus dem Nebengestein herausgelöst und dem Gang einverleibt.

Man hat wohl auch versucht, gerade auf Grund dieses anormalen Verhaltens den Zusammenhang der Pegmatite mit dem Vulkanismus überhaupt zu leugnen und sie zu Bildungen der Lateralsekretion, der Auslaugung der Gesteine durch die in ihnen zirkulierenden Gewässer zu stempeln. Demgegenüber ist die ganze Erscheinungsweise der Pegmatite zu großartig, ihre innige Verbindung mit dem Eruptivgestein selbst zu sehr vor Augen liegend, ganz abgesehen davon, daß ihre Struktur und Zusammensetzung am allerwenigsten sich mit jener von Absätzen aus Lösungen vergleichen läßt.

Unter den Verhältnissen der Piëzokristallisation endlich treten mannigfache Modifikationen der Pegmatitbildung ein; es fehlen hier zumeist die Kristalldrusen ganz, häufig tritt massenhaft schuppiger Alkaliglimmer an Stelle des Feldspats, und normale Pegmatitgänge können so im weiteren Verlauf zu schieferigen Glimmeraggregaten werden, die man nur schwer von Glimmerschiefern trennt. Derartig modifizierte Pegmatite liegen z. B. in den Tessiner „Paragonitschiefern" vor, deren Gehalt an Staurolith und Disthen aus dem kontaktmetamorphen Nebengestein entnommen ist, in welchem die Gänge aufsetzen. Anderseits findet man aber auch im Zentralgranit ganz normal ausgebildete Pegmatite, welche ebenso wie die in den gleichen Gesteinen aufsetzenden, so überaus mineralreichen Gänge der Titanformation zahlreiche Drusen mit prachtvollen Kristallen beherbergen. Diese drusige Beschaffenheit weist auf ein Nachlassen des Druckes während der Bildung dieser Vorkommnisse hin, wie überhaupt an zahlreichen Punkten der Zentralalpen die Ausbildung der direkten Nachschübe des granitischen Magmas die Wirkung der gebirgsbildenden Prozesse vermissen läßt. Solche drusig entwickelte Pegmatite haben aber dann auch durchaus normale Beschaffenheit.

Erzgänge und Grundwasser. Die übrigen Neubildungen der postvulkanischen Perioden haben für die Gesteinskunde an sich weniger Interesse, ihre Besprechung gehört vielmehr in die Lagerstättenlehre. Doch muß hier darauf hingewiesen werden, daß die genetischen Beziehungen weitaus der meisten Erzlagerstätten zu postvulkanischen Prozessen fast allenthalben sich verfolgen lassen, und daß das allmähliche Nachlassen der Intensität dieser Prozesse auch in einer Änderung im Charakter der aufeinander folgenden Erzbildungen zum Ausdruck kommt.

Den bestcharakterisierten Typus der eigentlichen pneumatolytischen Gänge stellen die mit granitischen Gesteinen im Zusammenhang stehenden Zinnerzlagerstätten dar, welche sich öfter mit den Pegmatiten vermischen und in besonderer Menge jene Mineralien führen, welche kräftige chemische Agentien enthalten. Die heißen Dämpfe aber waren in ihrer Tätigkeit nicht auf die Gänge selbst beschränkt, sondern drangen mit Hilfe

ihrer lösenden und umsetzenden Faktoren in das Nebengestein ein, und die den Zinnerzgang auf beiden Seiten umgebenden Gesteine sind meist weithin mit Zinnerz, Turmalin und Topas, Quarz etc. imprägniert und zu den Gebilden geworden, welche man als Zwitter, als Luxullian, als Greisen etc. bezeichnet. Die Art des Nebengesteins ist dabei im allgemeinen ziemlich gleichgültig, die Umwandlung führt von Granit oder von Tonschiefer ausgehend schließlich fast zu demselben Resultat, abgesehen von den strukturellen Verhältnissen, welche auch in den weitgehend umgewandelten Vorkommnissen das ursprüngliche Gestein meist noch mit Sicherheit erkennen lassen.

In einem gewissen Gegensatz dazu stehen die Zersetzungsprozesse, welche die Gänge der sog. propylitischen Gold-Silbererzformation begleiten. Verschiedenartige Eruptivgesteine, meist aus der Gruppe der Andesite, sind in der Umgebung dieser Erzgänge mit Schwefelkies imprägniert und haben auf weitere Entfernung, aber immer nur im Bereich der Gänge selbst, Veränderungen erfahren, welche man eben als Propylitisierung bezeichnet. Es bilden sich dabei aus den ursprünglich wasserfreien Mineralien des Eruptivgesteins wasserhaltige, wie Chlorit, Serizit, Kaolin etc., heraus; die meist grünen Propylite (griech. propyla, Vorhof, da sie die tertiäre Eruptionszeit eröffnen sollten) stellen so nichts weiter dar als eine pathologische Fazies der in weiterer Entfernung von dem Gang völlig frischen Andesite, und nicht, wie man früher annehmen zu müssen glaubte, intermediäre und selbständige Typen zwischen alt- und jungeruptiven Gesteinen. Die Propylitisierung ist eine charakteristische Form pneumatohydatogener Umwandlung.

All diese Folgen des Vulkanismus mit ihrer so charakteristischen Erscheinungsform versuchte namentlich die ältere Geologie aus ihrem Zusammenhang loszutrennen und ihre Entstehung ebenso wie jene der Pegmatite mit der Lateralsekretion in Zusammenhang zu bringen, welche all diese Neubildungen durch die atmosphärischen Gewässer allein bewirken soll. Man hat sich zu diesem Zweck einen Kreislauf des vadosen Wassers konstruiert, welcher aber mit den tatsächlichen Beobachtungen auf sehr gespanntem Fuße steht. Das Wasser, welches mit Kohlensäure beladen aus der Atmosphäre niederfällt, hat nach dieser Theorie infolge eben dieses Gehaltes die Fähigkeit, lösend und zerstörend auf zahlreiche Mineralien einzuwirken; es entnimmt ihnen in erster Linie Kalk- und Alkalikarbonate und sickert mit denselben auf den Kapillaren der Gesteine in die Tiefe, wobei durch die Zunahme der Temperatur mehr und mehr die Lösungsfähigkeit des Wassers erhöht wird. Die auf diesem Wege erhitzten, zum Teil auch sehr stark überhitzten Grundwasserströme, welche unsere Erdkruste bis zu jenen Tiefen durchsetzen sollen, in welchen die kritische Temperatur des Wassers erreicht ist, also bis etwa

12 *km* Tiefe, hätten die Eigenschaft, den Gesteinen die mannigfaltigsten Stoffe zu entziehen; sie sammelten sich dann auf offenen Klüften und würden durch den Dampfdruck wieder nach oben gepreßt, wobei sie entsprechend der allmählichen Abkühlung ihre Lösungsfähigkeit einbüßten und zum Absatz der Erze Anlaß gaben oder auch als Mineralquellen, Thermen etc. die Oberfläche wieder erreichten.

Diesen Hypothesen gegenüber ist eine in tiefgehenden Bergwerken allenthalben zu verfolgende Erscheinung zu betonen, daß die Gesteine schon von einer Tiefe von einigen hundert Metern an staubtrocken sind, daß also in solchen Tiefen, in welchen eine Erhöhung der Temperatur um höchstens 20° eintritt, kein Grundwasserstrom mehr vorhanden ist. Eine allgemeine Durchtränkung der Gesteine mit Wasser bis zu Tiefen von vielen Kilometern ist nach allen Erfahrungen ausgeschlossen, ebenso wie das Vorhandensein offener Klüfte in solchen Tiefen nichts weniger als wahrscheinlich ist.

Dazu kommt noch eine Beobachtung, welche auch in chemischer Beziehung die Annahme der Grundwassertheorie und jeder Lateralsekretionstheorie für die meisten der in Frage kommenden Bildungen überhaupt unmöglich macht. Wenn es auch unzweifelhaft ist, daß die auf den Zinnerzgängen angehäuften Substanzen in äußerst geringer Menge in den die Gänge umgebenden Graniten als ursprüngliche Bestandteile vorhanden sind, so wäre es doch recht merkwürdig, wenn die Atmosphärilien den Gesteinen der Tiefe gerade jene Substanzen entzogen hätten, welche in den chemischen Agentien der vadosen Gewässer bei jeder beliebigen Temperatur die am schwersten löslichen sind, wie das Zinnerz selbst, der Turmalin und andere. Noch schwieriger aber liegt der Fall bei den Ablagerungen sulfidischer Erze; denn die Eruptivgesteine, mit denen solche Gangbildungen in Beziehung stehen, enthalten in frischem Zustande gar keinen Schwefel, welcher überall erst im Zusammenhang mit den die Erzbildung begleitenden Zersetzungserscheinungen sekundär zugeführt wurde. Endlich mag noch darauf hingewiesen werden, daß die Mengen von Schwermetallen, welche auf gewissen Erzgängen angehäuft sind, gegenüber der minimalen Verbreitung derselben in dem Nebengestein so ungeheure Quantitäten darstellen, daß eine Auslaugung ungemein mächtiger Gesteinsmassen zu ihrer Erklärung angenommen werden müßte, Massen, wie sie in zahlreichen Fällen gar nicht vorhanden sind. Alle eingehenden Beobachtungen führen daher zu dem Schluß, daß zum mindesten die meisten Erzgänge Ergebnisse juveniler Agentien sind.

Arten der Gesteinszersetzung. Die in Verbindung mit solchen Neubildungen auftretenden Zersetzungserscheinungen führen hinüber zu den Prozessen des eigentlichen postvulkanischen Metamorphismus, dessen charakteristische Erscheinungsform als Bildung von der Tiefe aus und dessen allgemeine Unterschiede der Verwitterung gegenüber schon oben betont wurden. Die lokalen Ursachen solcher Prozesse sind ungemein wechselnd, und damit

wechselt auch der Verlauf der Reaktion selbst, welche zu sehr verschiedenen Resultaten führen kann. Auch die Widerstandsfähigkeit einzelner Mineralien gegenüber von diesen verschiedenen Prozessen ist eine äußerst verschiedenartige. Mineralien, welche der Verwitterung stets auf das vollständigste widerstehen, werden bei der Gesteinszersetzung oft leicht zerstört, und ebenso häufig beobachtet man die entgegengesetzte Erscheinung. So trifft man z. B. den Turmalin oder Disthen durch postvulkanische Agentien häufig in glimmerartige Substanzen umgewandelt, während sie bei einfachen Verwitterungsprozessen stets völlig unberührt bleiben, oder man findet in völlig kaolinisierten Graniten den Biotit, den Monazit oder Xenotim absolut frisch, Mineralien, welche von allen am leichtesten der Verwitterung erliegen.

Die wichtigsten Prozesse des postvulkanischen Metamorphismus sind die folgenden:

1. Die Kaolinisierung stellt vielleicht den am besten charakterisierten Typus der Zersetzungsvorgänge dar. Sie findet sich in ziemlich weiter Verbreitung, in erster Linie bei Granit und Quarzporphyr, seltener auch bei andern, selbst sehr basischen Eruptivgesteinen. Die Umwandlung geht in der Weise vor sich, daß innerhalb eines im allgemeinen normal verwitternden Komplexes ein einzelner größerer oder kleinerer Fleck oder eine Reihe von solchen, welche dann meist auf einer Spalte angeordnet sind, die von der normalen Verwitterung abweichende Umwandlung aufweist. Die Kaolinbildung ergreift in erster Linie den Feldspat, und zwar den Plagioklas leichter als den Orthoklas, während der Mikroklin, wie es scheint, auch hier überhaupt nicht angegriffen wird.

Im Gegensatz zu den Vorgängen der Verwitterung, welche einen Granit in rostigen Granitgrus umwandelt, der immer noch durch seinen hohen Gehalt an Alkalien ausgezeichnet ist, wird bei der Kaolinisierung der Alkali- wie der Kalkgehalt von Plagioklas und Orthoklas völlig entfernt, dagegen bleibt der Biotit, welcher im verwitternden Gestein meist zuerst angegriffen wird, hier öfter frisch erhalten. Besonders bezeichnend ist, daß der Apatit unter der Einwirkung der Kaolinisierung in erster Linie eine völlige Auflösung erleidet, während er der chemischen Verwitterung auf das vollständigste widersteht. Monazit und Xenotim, welche selbst bei nur beginnender Verwitterung schmutzig und trübe werden, sind im Kaolin stets klar und frisch.

In horizontaler Richtung verläuft das kaolinisierte Nest im Granit auch direkt an der Oberfläche nach allen Seiten rasch in das normale Gestein, nach der Tiefe zu dagegen — und das muß den zahlreichen gegenteiligen Behauptungen gegenüber besonders betont werden — ist ein solcher Übergang in keinem

der zahlreichen bergbaulichen Aufschlüsse nachgewiesen. Wo überhaupt nach der Tiefe zu eine Änderung vorhanden ist, wird die Kaolinisierung mehr und mehr vollkommen, und zwar handelt es sich dabei um Tiefen von 400 bis 500 *m*, bei welchen von einer Wirkung der Atmosphärilien keine Rede mehr sein kann. Häufig sind im Kaolin Nester von Turmalin, in deren Umgebung der reinste Kaolin vorkommt, und die mechanische Gesteinsanalyse gestattet in zahlreichen Kaolinvorkommnissen einen geringen Gehalt an Turmalin, Topas, Flußspat, Schwefelkies und Eisenspat nachzuweisen, Mineralien, welche in dem ursprünglichen Gestein fehlen und auf die Art der umwandelnden Agentien hinweisen.

Kaolinisierte Gesteine sind häufig als Begleiter von pneumatolytischen Neubildungen, die überhaupt intensive Gesteinszersetzungen mit sich bringen, so in dem Bereiche der Zinnerzgänge, in gewissen Graphitlager-

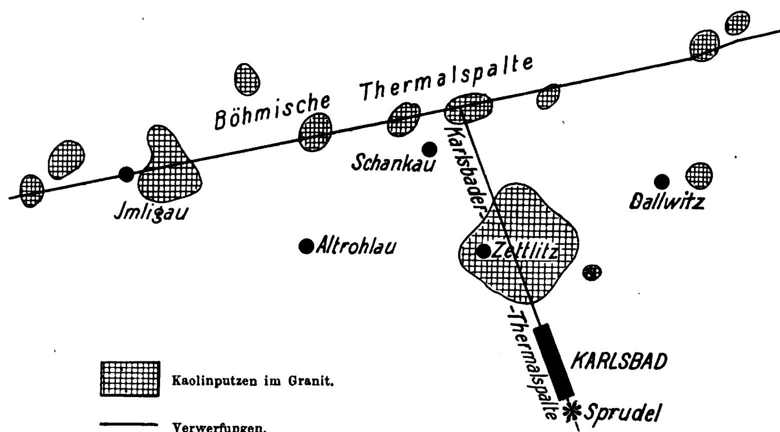


Fig. 64. Kartenskizze der Umgebung von Karlsbad, zeigt die Kaolinputzen gebunden an die Hauptverwerfungen.

stätten, und auch die Propylite gehen schließlich im Stadium weitester Umwandlung in Kaolin über. Ferner trifft man in der Nähe von Kaolinlagerstätten öfter auch heute noch tätige Thermen, so bei Karlsbad in Böhmen, in dessen Umgebung die Vorkommnisse von Kaolin hervorragend deutliche Beziehungen zu Thermalspalten erkennen lassen (Fig. 64). Auch die Erscheinung, daß besonders häufig und intensiv Pegmatite und aplitische Apophysen kaolinisiert sind, spricht für die Tätigkeit von Gasen und Dämpfen bei dieser Art von Umwandlung.

2. Die Grünsteinbildung ist eine noch viel weiter verbreitete Umwandlungsform basischer Eruptivgesteine, welche der Propylitisierung analoge Veränderungen hervorbringt, aber nicht wie diese auf die Nachbarschaft von Erzgängen beschränkt ist, sondern häufig auch ohne solche ganze Gesteinskörper von Porphyrit oder Trapp nebst den zugehörigen Tuffen ergreift. Der Feldspat wird zu serizitartigen Mineralien und Kalkspat,

die basischen Mineralien zu Chlorit, meist im Gemenge mit Epidot und lichtgrüner Hornblende; als Neubildung findet sich in weitester Verbreitung der Schwefelkies. Die dabei vor sich gehende Wasseraufnahme ist in erster Linie begleitet von einer Entkalkung des Gesteins (décalcification); in gefalteten Gebieten erscheinen die umgewandelten Gesteine häufig schieferig, Grünschiefer. Zahlreiche Vorkommnisse derselben sind bergmännisch zu großer Tiefe aufgeschlossen (über 1000 *m*), ohne eine Änderung ihrer Beschaffenheit zu zeigen. Die ganze Erscheinung der Gesteine wie die Imprägnation mit Schwefelkies weist unzweifelhaft auf postvulkanische Prozesse, welche die Eruptivgesteine oder deren Tuffe mehr oder minder vollständig umgewandelt haben.

3. Die Saussuritisierung, oft begleitet von der Uralitisierung, ist gleichfalls eine Zersetzung basischer Eruptivgesteine, welche außer durch Kontaktmetamorphose (S. 136) auch durch eigentliche postvulkanische Prozesse hervorgerufen werden kann. Der Verlauf des Prozesses und seine Produkte sind in beiden Fällen die gleichen, wobei bald die Struktur des ursprünglichen Gesteins erhalten bleiben bald völlig verwischt werden kann, ohne daß aber gleichzeitig weiter gehende chemische Veränderungen nachzuweisen wären. Im Gegensatz zu den lockern Aggregaten des Kaolins sind saussuritisierte Gesteine im allgemeinen viel fester, kompakter und politurfähiger als die frischen Vorkommnisse, was auf die dichte Struktur des Saussurits zurückzuführen ist.

Während man die beiden zuerst aufgeführten Zersetzungsprozesse im allgemeinen gerne als Verwitterungserscheinungen auffaßt, werden Saussuritisierung und Uralitisierung häufig dynamischen Prozessen zugeschrieben, zumal die neugebildeten Mineralien sich zum großen Teil durch hohes spezifisches Gewicht, also durch kleines Molekularvolumen auszeichnen. Wenn auch in zahlreichen Fällen Vorkommnisse derartig umgewandelter Gesteine in stark dislozierten Gebieten vorhanden sind, so ist doch in andern die Verbreitung der veränderten Bildungen eine derartige, daß die Umbildung durch den Gebirgsdruck ausgeschlossen erscheint. Bald haben normale Gabbrogesteine und Porphyrite unter nachweisbar sehr intensiven Stauungsprozessen ihre ursprüngliche Zusammensetzung nicht eingebüßt, sondern sind ohne Änderung ihrer Zusammensetzung einfach kataklastisch geworden, wie der sog. Flasergabbro Sachsens, bald trifft man intensiv veränderte Bildungen unter Verhältnissen, welche sonstige Einwirkungen gewaltiger Spannung nicht erkennen lassen, oder aber man findet mitten im unveränderten Gestein Putzen und Flecken von Saussurit, deren Auftreten absolut nicht mit lokal besonders gesteigertem

Druck erklärt werden kann. Die Ursache der Saussuritbildung ist unzweifelhaft jener der Grünsteinbildung ähnlich, unterschieden vielleicht von dieser durch die größere Tiefe und den höheren Druck, unter welchem der postvulkanische Prozeß der Zersetzung sich abspielte.

4. Der Serizitisierung erliegen Granite und Quarzporphyre nicht selten da, wo sie von großen Verwerfungen durchsetzt werden. Sie sind dann zu einem feinschuppigen, lichten, oft seidenglänzenden Aggregat von Serizit geworden, sei es daß die Umwandlung von einer späteren Erzausfüllung der Kluft begleitet wird, sei es daß ohne eine solche das durch die Verrutschung gelockerte Gestein der Umbildung anheimfiel.

Wenig mächtige Vorkommnisse von Quarzporphyr sind öfter in ihrer ganzen Masse zu dünnschieferigen Serizitschiefern umgewandelt, in denen nur einzelne Quarzeinsprenglinge deutlich erhalten sind und den Ursprung des Gesteins andeuten; doch können auch Porphyrtuffe zu solchen Bildungen Anlaß geben. Die chemische Veränderung, welche bei der Serizitbildung vor sich geht, ist jener der Verwitterung sehr ähnlich, nur daß hier der Gehalt an Eisen meist weggeführt, jedenfalls aber nicht oxydiert wird. Daß trotzdem keine Verwitterungserscheinung vorliegt, zeigt schon die geologische Verteilung der umgewandelten Gesteine.

Die Dynamometamorphose wurde in erster Linie auch für die Erklärung dieser Prozesse herangezogen, mit Recht insofern, als diese Art der Umwandlung auf Gesteinspartien beschränkt zu sein scheint, welche durch die lokale Auslösung einer mächtigen Spannung in ihrem inneren Gefüge gelockert wurden, aber nicht im Sinne der eigentlichen dynamometamorphischen Theorie, welche die hohe Belastung für die Umwandlung der Gesteine selbst in Anspruch nimmt. Gerade bei den serizitisierten Gesteinen ist im allgemeinen eine Auslösung der Spannung direkt nachweisbar, wobei in zahlreichen Fällen die durch die Brüche hervorgebrachten Klüfte auch für andere aus der Tiefe emporsteigende Lösungen den Weg abgaben und häufig von Erzen, von Quarz und andern Neubildungen erfüllt wurden.

5. Die Serpentinisierung ist ein Zersetzungsvorgang, welchem ausschließlich feldspatfreie Olivingesteine, die Peridotite, erliegen. Man unterscheidet (vgl. des Verf. „Gesteinsb. Mineralien“ S. 121) zwei Arten der Serpentine, den Blätterserpentin und den Faserserpentin; ersterer zeigt in den dichten Aggregaten die sog. Gitter-, letzterer die Maschenstruktur. Serpentine mit Gitterstruktur entstehen aus Olivingesteinen, in welchen Antigorit in paralleler Verwachsung mit Olivin schon als primäres Mineral vorhanden ist, eine Erscheinung, welche sich einstellt, wenn die Verfestigung des Magnesiasilikatschmelzflusses unter den Verhältnissen der Piëzokristallisation vor sich geht, wo sich aus dem wasserreichen Schmelzfluß das wasserreiche Mineral

unter der Wirkung des hohen Druckes ausscheidet. Man trifft daher diese Serpentine namentlich verbreitet in den Faltengebirgen und hat deshalb auch diesen Umbildungsprozeß als eine Art der Dynamometamorphose aufgefaßt. Serpentin mit Maschenstruktur dagegen bildet sich aus gewöhnlichen Olivingesteinen und gilt als Verwitterungsprodukt.

Da zahlreiche Peridotite untergeordnete Mengen von Pyroxen enthalten, findet man in den serpentinisierten Gesteinen oft als einzigen Rest des ursprünglichen Materials einzelne Körner von rhombischem oder monoklinem Pyroxen, was zu der Anschauung geführt hat, daß speziell die Antigoritserpentine aus Pyroxeniten hervorgegangen wären. Daß aber diese Hypothese unrichtig ist, läßt sich für die hauptsächlichsten Vorkommnisse dieser Art, jene der Alpen, mit völliger Sicherheit nachweisen. Pyroxene scheinen überhaupt nur dort zur Bildung von Serpentin Anlaß zu geben, wo sie als untergeordnete Gemengteile sonst vorherrschend aus Olivin bestehender Gesteine auftreten, und auch dann scheint gewöhnlich nur der rhombische Pyroxen dieser Umbildung zu erliegen, während die monoklinen zu Chloritaggregaten werden.

Ungemein häufige Nebenprodukte der Serpentinbildung sind tonerdearme Amphibole sowie Talk und rhomboedrische Karbonate; die ersteren wurden ebenfalls vielfach als Reste des ursprünglichen Gesteins angesehen, und man glaubte in einem Teil der Antigoritserpentine Bildungen vor sich zu haben, welche aus vorherrschendem Amphibol hervorgegangen sind, da man in der gitterartigen Durchkreuzung der Antigoritlamellen den Spaltungswinkel der Hornblende zu erkennen meinte. Diese Täuschung wurde hauptsächlich dadurch hervorgebracht, daß die ursprünglichen, mit dem Olivin gesetzmäßig verwachsenen Antigorittäfelchen parallel zu den Flächen des primären Orthodomas des Olivins eingelagert sind, dessen Winkel demjenigen des Prismas der Hornblende sehr nahe steht. Eingehende Untersuchungen lassen auch in solchen Gesteinen den Olivin als unzweifelhaftes Ursprungsmineral des Serpentins erkennen. Manchmal ist der Olivin völlig zu einem Aggregat von Hornblendenadeln, Pilit, geworden; daß ein prinzipieller Gegensatz dieses Prozesses gegenüber der Serpentinisierung nicht vorhanden ist, beweist schon das häufige Nebeneinandervorkommen beider Umbildungsprodukte. Die Pilitbildung kann somit wiederum nicht als Erscheinung der Dynamometamorphose der Serpentinisierung gegenübergestellt werden, sondern ist vielmehr wie diese ein Produkt postvulkanischer Tätigkeit.

Früher und zum Teil auch heute noch faßt man die Serpentinisierung als Erscheinung der Verwitterung auf. Bei der großen Verbreitung, welche die Vorkommnisse von Serpentin haben, fiel die verhältnismäßige Seltenheit frischer Olivingesteine auf. Dazu kommt, daß man den größten Teil der Serpentine als kristallinische Schiefer ansah, d. h. als Bildungen, welche keinen Zusammenhang mit vulkanischen Prozessen aufweisen, also auch nicht wohl fast allenthalben Umwandlungen aufweisen können, die man auf vulkanische Tätigkeit zurückführen müßte.

Dem gegenüber steht einesteils die ungemein häufige Verbindung von Serpentin mit unzweifelhaft eruptiven Gabbro- und Diabasvorkomm-

nissen, das Auftreten des Gesteins in durchgreifenden Lagerungsformen, die Häufigkeit kontaktmetamorphischer Umwandlungen im Nebengestein, so daß heutzutage wenigstens für die Hauptmasse der Serpentine und Peridotite die Zugehörigkeit zu den Eruptivgesteinen nachgewiesen ist.

Daß andernteils Verwitterungsprozesse den Olivin nicht zu Serpentin umwandeln, läßt sich an zahlreichen Punkten nachweisen, wo olivinführende Gesteine völliger Verwitterung anheimfielen und gerade der Olivin frisch zurückblieb. Ferner beobachtet man nicht selten, daß ungeheuer mächtige Massen von Olivinfels völlig, und wie bergbauliche Aufschlüsse beweisen, in allen Teufen gleichmäßig serpentinisiert sind, während in nächster Nachbarschaft ein ganz untergeordnetes Vorkommen auftreten kann, das keine Spur dieser Umwandlung selbst an der Oberfläche zeigt. Weiter ist zu erwähnen, daß z. B. in den Pyrenäen, wo kleine Olivinfelsmassen nach Hunderten vorkommen, fast nirgends, auch nicht in den oberflächlichsten Teilen, Serpentinbildung vorhanden ist, während dagegen unter den ebenso zahlreichen, zum Teil aber ungeheuer mächtigen Massen von derartigen Gesteinen in den Alpen nur ganz ausnahmsweise eine untergeordnete Partie unzersetzt ist.

Endlich ist ein sehr wichtiger Beweis gegen die Ansicht, daß der Serpentin ein Produkt der Verwitterung darstellt, in gewissen zentralalpinen Vorkommnissen gegeben, wo dünne, oft erst u. d. M. deutlich sichtbare Adern von frischem Olivin das völlig serpentinisierte Gestein durchsetzen. Diese Adern sind häufig stark kataklastisch, was auf eine Zertrümmerung durch gebirgsbildende Prozesse hinweist, wie sie in den oberflächlichen, der Verwitterung zugänglichen Partien unmöglich wäre. Die Adern selbst sind unzweifelhaft jünger als die Serpentinisierung, denn sonst hätte die Umwandlung auch den Olivin in denselben ergreifen müssen; da sie aber nicht erst nach der Bloßlegung des Serpentins durch die Erosion gebildet sind, sondern unzweifelhaft früher, so kann auch die Serpentinisierung nicht erst in diesen letzten Stadien der Gesteinsgeschichte eingesetzt haben, sondern muß früher in der Tiefe vor sich gegangen sein, hervorgebracht durch juvenile Thermen, welche der Intrusion des Schmelzflusses gefolgt sind.

6. Im Anschluß muß die Talkbildung erwähnt werden, da Talk oft als Nebengemengteil bei der Serpentinisierung entsteht. Im Gegensatz zu letzterer, welche fast ausschließlich vom Olivin ausgeht, trifft man den Talk als Umwandlungsprodukt aller möglichen Mineralien, magnesiahaltiger wie magnesiafreier, von Silikaten wie von Nichtsilikaten. Die Talkbildung ergreift Olivingesteine ebenso wie Dolomite, den Kalkstein so gut wie den Granit, und auch eigentliche Tonschiefer fallen der Umbildung in reinen Talk anheim. Dieser radikalste aller Zersetzungsprozesse ist in den Kontaktzonen von Graniten, in deren Gefolge derartige an Magnesia reiche Gewässer immerhin auffallend sind, ziemlich verbreitet und ergreift alles gleichmäßig, was in den Bereich der umbildenden Lösungen kommt. Daher spielt unter den Pseudomorphosen

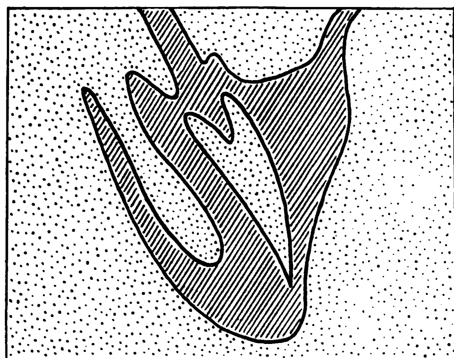
auch der Talk eine ganz besondere Rolle. Weniger intensiv sind dagegen die Talkbildungen im allgemeinen, wenn sie in Begleitung von Peridotit resp. Serpentin auftreten.

7. Zeolithisierung ist eine Zersetzung, welche in erster Linie Nephelin, Leuzit und die Mineralien der Sodalithgruppe ergreift. Daß auch hier eine Thermalwirkung vorliegt, beweist die Erscheinung, daß zeolithisierte und völlig frische Gesteine nebeneinander auftreten, ohne daß der Unterschied etwa in den hydrographischen Verhältnissen seine Erklärung finden würde.

Speziell an der durch ihre Natrolithvorkommnisse bekannten Phonolithkuppe des Hohentwiels im Hegau durchfährt ein Brunnenschacht eine Tiefe von über 100 *m*, aus welchem allenthalben gleichmäßig zeolithisierte Gesteine gefördert wurden, während in den vorgelagerten Tuffmassen sich Auswürflinge desselben Gesteins von sehr geringen Dimensionen finden, die selbst an der Oberfläche keine Zeolithbildung aufweisen.

8. Gegenüber diesen Erscheinungen des postvulkanischen Metamorphismus von mehr universellem Charakter sind noch einige rein lokale zu erwähnen. Hierher gehören die Umwandlung der Liparite und Liparittuffe in Alaunstein (Beregszász in Ungarn), die Bildung des kalireichen Seladonits in kalifreien Melaphyren (Monte Baldo bei Verona); bei beiden ist in großem Maße eine Zuführung von Substanzen erfolgt, welche man aus den gewöhnlichen Agentien der Verwitterung nicht ableiten kann. Vermutlich gehört auch die Skapolithisierung basischer Eruptivgesteine in diese Gruppe sowie die Beauxitbildung, welche an basischen Eruptivgesteinen lokal auftritt. Über das Verhältnis des letzteren zum Laterit vgl. S. 82.

9. Metasomatische Ersetzung von Karbonatgesteinen. Die Karbonatgesteine, vor allem der Kalkstein, haben die Fähigkeit, an verschiedenartig zusammengesetzte Lösungen ihre Bestandteile abzugeben und dafür aus diesen neue Materialien zu fällen. Man findet so in ungemein großer Verbreitung Erz- und Minerallagerstätten in Kalken, welche durch Verdrängung hervorgegangen sind, und die man als metasomatische (griech. meta, nach; soma, Körper) bezeichnet. Die Form dieser Lagerstätten ist äußerst unregelmäßig (Fig. 65), und sie sind bald ziemlich scharf von dem unveränderten Kalkstein geschieden bald durch Übergänge mit diesem verbunden.



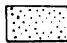


Fig. 65. Unregelmäßige Form eines Spateisenputzens in Marmor von Hüttenberg, Kärnten.

Man trifft unter solchen Verhältnissen in kristallinischen wie in nicht kristallinischen Kalksteinen unregelmäßige, oft sehr große Putzen von Eisen-, Mangan- oder Zinkerzen, welche in den kristallinischen Kalken als Oxyd, Karbonat, Silikat oder Sulfid, in den nicht kristallinischen öfter auch als Hydroxyd (Amberg in Bayern) ausgebildet sind. Hierher gehören wichtige Lagerstätten von Spateisen und Magneteisen, auch von Kiesen und Brauneisenerz, von Manganspat, Mangankiesel und Manganoxyden, von Zinkit, Zinkblende und Galmei etc. In den äußeren Zonen der Schieferhülle der Zentralalpen treten hierzu noch besonders ausgedehnte Massen von Magnesit, welche wieder mit Ablagerungen der verschiedenen andern Typen in innigster Beziehung stehen. Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, daß auch diese mannigfachen Bildungen juvenilen, meist thermalen Wässern ihre Entstehung verdanken.

IX. Regionaler Metamorphismus.

Literatur:

Zusammenstellung der älteren Literatur in J. Roth, Über die Lehre vom Regionalmetamorphismus und die Entstehung der kristallinischen Schiefer: Abhandl. preuss. Akad. Wiss. 1871, 151. Zahlreiche Aufsätze in: Études sur les schistes cristallins: IV. congr. géol. intern. Londres 1888. — F. A. Adams und J. T. Nicolson, An experimental investigation into the flow of marble: Phil. transact. roy. soc. London CVC (1901) 363. A. Baltzer, Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland: Beitr. geol. Karte Schweiz XX (1880). F. Becke, Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen: Neues Jahrb. Mineral. 1896 II 182. Ders., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer: Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1903 CXXV. H. Credner, Über nordamerikanische Schieferporphyroide: Neues Jahrb. Mineral. 1870, 970. Ders., Über die Genesis der archäischen Gneisformation: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XLII (1890) 602. U. Grubenmann, Die kristallinischen Schiefer I, Berlin 1904. C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges, Gotha 1868. A. Heim, Untersuchungen über den Metamorphismus der Gebirgsbildung, Basel 1878. E. Kalkowsky, Über die Erforschung der archäischen Formationen: Neues Jahrb. Mineral. 1880 I 1. J. Lehmann, Die Entstehung des altkristallinen Schiefergebirges, Bonn 1884. R. Lepsius, Geologie von Attika, Berlin 1893. W. Lossen, Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XIX (1867) 509. L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano, Leipzig 1892 und 1896. F. Pfaff, Mechanismus der Gebirgsbildung, Heidelberg 1880. H. H. Reusch, Die fossilführenden kristallinischen Schiefer von Bergen, Leipzig 1883. H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges: Neues Jahrb. Mineral. 1889 II 81. Ders., Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges: Tscherm. min. petr. Mitt. XII (1891) 49. A. Sauer, Das alte Grundgebirge Deutschlands: Comptes rendus IX. congr. géol. intern. 1903 (Wien 1904) 587. J. J. Sederholm, Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse der kristallinischen Schiefer von Finland: Comptes rendus IX. congr. géol. intern. 1903 (Wien 1904) 609.

W. Spring, Recherches sur les propriétés que possèdent les corps solides de se souder par l'action de la pression: Bull. acad. roy. Belgique (2) IL (1880) 323. P. Termier, Les schistes cristallins des Alpes occidentales: Comptes rendus IX. congr. géol. intern. 1903 (Wien 1904) 571. E. Weinschenk, Mémoire sur le dynamo-métamorphisme et la piézocristallisation: Comptes rendus VIII. congr. géol. intern. 1900 (Paris 1901) 326. Ders., Beiträge zur Petrographie der Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes III: Die kontaktmetamorphe Schieferhülle: Abhandl. bayr. Akad. Wiss. II. Kl. 1903 XXII, II. Abt. 263. Ders., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer: ebd. 1906 XXII, III. Abt. 727.

Begründung des allgemeinen Metamorphismus. Die geologische Forschung ließ schon in frühester Zeit die Erkenntnis hervortreten, daß ein grundlegender Unterschied besteht zwischen den sog. fossilführenden Formationen und einer Gruppe von Gesteinen, welche, an sich fossilfrei, den Charakter geschichteter Bildungen mit jenem einer kristallinischen Beschaffenheit verbinden, welche man daher als kristallinische Schiefer abtrennte. Für eine große Anzahl dieser Vorkommnisse ließ sich der unanfechtbare Nachweis eines ungemein hohen geologischen Alters erbringen, und man verallgemeinerte diese Beobachtungen, indem man allen kristallinisch-schieferigen Gesteinen auf Grund ihres petrographischen Habitus dieses hohe Alter zuschrieb und sie zu der ältesten, der archäischen oder primitiven Formationsgruppe vereinigte, welche die ältesten Sedimente unserer Erde bis hinab zur ursprünglichen Erstarrungskruste umfassen soll.

Ein eingehenderes Studium in jenen Gebieten, welche damals geologisch am besten bekannt waren, ergab die weitere Gliederung dieser „Urschiefergruppe“ in die drei Formationen der Gneise, der Glimmerschiefer und der Phyllite, welche in der Folgezeit als ebenso bestimmt charakterisierte Abschnitte in der Bildungsperiode unserer Erde angesehen wurden wie die durch Fossilreste bezeichneten späteren geologischen Formationen. Nur mußte in jenen ältesten Bildungen an Stelle des mangelnden paläontologischen Einteilungsprinzips ein rein petrographisches treten, welches in der Hauptsache darin gegeben ist, daß die allerältesten Bildungen, die Gneise, vorherrschend den chemischen Charakter granitischer Gesteine an sich tragen, während in den beiden andern Abteilungen die Zusammensetzung der hauptsächlichsten Gesteine jener der späteren klastischen Sedimente analog ist. Gleichzeitig tritt in den jüngeren dieser kristallini-

schen Bildungen eine allmähliche Abnahme der kristallinischen Beschaffenheit hervor, und die jüngsten Glieder der Phyllitgruppe erscheinen zum großen Teil als Übergänge in klastische Gesteine, wie sie auch in Wechsellagerung mit eigentlichen Sandsteinen, Konglomeraten etc. auftreten.

Im Abschnitt II wurde in ausführlicherer Weise die älteste Urgeschichte unserer Erde erörtert; die Annahme, daß die archäische Formationsgruppe dem ursprünglichen eigentlichen Fundament der fossilführenden Formationen entspricht und somit das eigentliche „Grundgebirge", die Erstarrungskruste der Erde nebst den darüber abgelagerten chemischen Niederschlägen, darstellt, schien auf den ersten Blick die einfachste, daher auch naturgemäßeste Erklärung zu sein, und man betonte besonders die Allgegenwart der hierher gehörigen Vorkommnisse an allen Punkten, an welchen durch einen tiefen Einschnitt die Basis der fossilführenden Formationen aufgeschlossen ist. Auch die Gliederung der in Betracht kommenden Schichtensysteme mit ihrer charakteristischen Reihenfolge von Gneis, Glimmerschiefer und Phylitt wurde in den Hauptzügen wenigstens als universell gleichbleibend befunden, wie dies in erster Linie der Fall sein mußte, wenn die allerältesten Bildungen der Erdkruste in Betracht kommen sollten.

Einer nur die äußere Erscheinungsform der kristallinischen Schiefer im großen in Betracht ziehenden Untersuchung mußten die zahlreichen Widersprüche entgehen, in welche ein detailliertes Studium die tatsächlichen Verhältnisse zu dieser angenommenen Theorie stellt. So sicher z. B. an einzelnen Lokalitäten das präkambrische Alter der hierher gehörigen Gesteine nachgewiesen ist, die man deshalb auch schlechtweg als Präkambrium zusammenfaßte, ebenso lückenhaft erscheint die Reihenfolge der Formationen an den meisten andern, indem es weitaus in den meisten Fällen keineswegs diese scheinbar ältesten fossilführenden Sedimente sind, welche die „kristallinischen Schiefer" überlagern und mit ihnen oft durch Übergänge unauflöslich verbunden sind, sondern sehr viel jüngere. Anderseits sind aber auch das Kambrium und die so selten fossilführenden Vorkommnisse des echten, rein sedimentären Präkambriums, z. B. des Etcheminien, keineswegs die ältesten, nicht kristallinischen Formationen unserer Erde; trifft man doch z. B. in Südafrika ganze Serien fossilfreier Sedimente meist von kaum veränderter klastischer Beschaffenheit, welche, durch eine Reihe wohl ausgesprochener Diskordanzen und Transgressionen in mehrere Abschnitte getrennt, ganze Perioden sedimentärer Bildung von präkambrischem Alter deutlich hervortreten lassen.

Jüngere kristallinische Schiefer. Daß die kristallinischen Schiefer aus einer Zeit der Entwicklung unseres Planeten herstammen, in welcher organisches Leben noch nicht auf der Erde möglich war, pflegt man daraus zu schließen, daß die eigentlichen kristallinischen Schiefer keine Reste von solchen uns aufbewahrt haben, daß sie azoisch sind. Auch die Erscheinung, daß in einzelnen Vorkommnissen, welche in ihren petro-

graphischen Eigenschaften durchaus den Charakter normaler kristallinischer Schiefer an sich tragen, schon zu Anfang des vergangenen Jahrhunderts einzelne Fossilreste bekannt waren, konnte die Überzeugung von der Fossilfreiheit der kristallinischen Schieferformation nicht stören; denn die Fossilreste, welche aus solchen Vorkommnissen nachgewiesen sind, tragen nicht etwa den Charakter einer besondern uralten Lebewelt an sich, sondern sind meist mit großer Sicherheit zu identifizieren mit solchen, welche für jüngere geologische Epochen charakteristisch sind. So kennt man aus den Glimmerschiefern der Halbinsel Bergen in Norwegen silurische Graptolithen, aus jenen des Gotthardgebietes jurassische Belemniten, aus den Phylliten der Niedern Tauern karbonische Pflanzenreste, welche den Charakter von Leitfossilien an sich tragen und die Zugehörigkeit der betreffenden fossilführenden Schichten zu diesen jüngeren Formationen außer jeden Zweifel stellen.

Die „jüngeren" kristallinischen Schiefer wurden auf Grund der ermöglichten Altersbestimmung von den übrigen „archäischen" getrennt, und zumal für die alpinen Vorkommnisse wurden großartige Dislokationen etc. künstlich konstruiert, um die „echten" kristallinischen Schiefer von diesen nachahmenden Bildungen abzuscheiden. Außerdem kennt man auch Gneise und andere kristallinische Schiefer als Einlagerungen in jüngeren Formationen, z. B. in Attika noch in der Kreide, und erhält so eine ziemlich umfangreiche Gruppe von jüngeren kristallinischen Schiefern, deren petrographische Eigenschaften aber, wie gleich hier betont werden soll, in jeder Richtung so vollkommen mit jenen der „archäischen" Schiefer übereinstimmen, daß beide vom petrographischen Standpunkt aus als völlig identisch anzusehen sind. Damit fällt aber auch das ganze Prinzip in sich zusammen, auf welchem die Zusammenfassung der „kristallinischen Schiefer" zu einer Formationsgruppe fußt, welches ausschließlich auf der petrographischen Beschaffenheit begründet ist.

Anschließend muß erwähnt werden, daß lokal in „kristallinischen Schiefern" auch scheinbare organische Reste aufgefunden wurden, welche, von bekannten Fossilien abweichend, lange Zeit als Beweise des ältesten organischen Lebens angesehen wurden. Hierher gehört z. B. das sog. Eozoon canadense, das mit seiner eigenartigen Mischung von Serpentin und Kalk gewisse an organische Strukturen erinnernde Erscheinungen darbietet, daher lange für



Fig. 66. Eozoon canadense, Ophikalzit von Petite Nation, Kanada.

eine in ihrer Beschaffenheit von den späteren abweichende uralte Riesenforaminifere (Fig. 66), als Koralle oder dergleichen angesehen wurde. Eine eingehende Untersuchung zeigt deutlich sowohl bei dem Originalvorkommen von Petite Nation in Kanada als bei allen damit identifizierten Ophikalziten europäischer Provenienz, daß das Gebilde aus einem einst forsteritführenden Kontaktkalk hervorging und von organischer Struktur, wenigstens soweit die Verbindung von Serpentin und Kalk in Frage kommt, nicht die Rede sein kann.

Indes scheint auch keineswegs ein sicherer Beweis erbracht für das hohe Alter der „laurentischen" Ablagerungen, innerhalb deren das Eozoon gefunden wurde; diese Annahme beruht vielmehr wiederum in der Hauptsache auf dem petrographischen Charakter der in Betracht kommenden Gesteine. Es ist im ganzen bemerkenswert, daß alle Fossilreste in kristallinischen Schiefern, soweit ihre Altersbeziehungen einigermaßen festzustellen sind, insgesamt verhältnismäßig jüngeren geologischen Formationen angehören. Wenn man auch durch die Beobachtungen in zahlreichen Gebieten zu dem zweifellosen Resultat gekommen ist, daß dasjenige, was die Geologie heutzutage als älteste Sedimentformationen anzusehen gewohnt ist, diesen Charakter keineswegs besitzt, wenn man aus entwicklungsgeschichtlichen Gründen zu demselben Resultat gekommen ist, daß lange Formationsreihen dem ältesten Kambrium mit seiner reichen Fauna vorausgegangen sein müssen, so hat man doch in kristallinischen Schiefern niemals Fossilien entdeckt, welche einen derartig alten Charakter an sich tragen. Man hat dies damit zu erklären versucht, daß jene ältesten Lebewesen zu wenig erhaltungsfähige Skelettteile besessen haben dürften, worauf auch die Erscheinung hinweise, daß die ausgedehnten präkambrischen Formationsreihen in Südafrika völlig fossilfrei sind.

Wenn aber die Schlüsse der Entwicklungsgeschichte einige Berechtigung haben, so ist es zweifellos, daß die kambrischen Fossilien lange Reihen von Vorgängern mit erhaltungsfähigen Skelettteilen gehabt haben müssen, und es bleibt kaum ein anderer Ausweg für die Erklärung der hier besprochenen Erscheinungen, die der Geologie fast unüberwindliche Schwierigkeiten in den Weg gelegt haben, als die Annahme ungeheuer gewaltiger Revolutionen unserer Erdrinde am Beginn der kambrischen Periode, wohin bei der Annahme der Stübelschen Vulkantheorie ohne Zweifel das Zeitalter der Katastrophen zu verlegen wäre.

Inkonstanz der kristallinischen Schiefer. Auch auf die große Inkonstanz in der Zusammensetzung der verschiedenen For-

mationen der kristallinischen Schiefer, welche eben auch nur bei oberflächlichster Betrachtung übersehen werden konnte, wurde schon hingewiesen. Die Formation des Gneises besteht zwar in der Hauptsache aus Gesteinen, welche man unter dem mehr geologischen als petrographischen Namen „Gneis“ zusammenfassen kann. Betrachtet man aber die Gruppe der so vereinigten Gesteine von petrographischem Standpunkt aus, so erkennt man, daß hier von einer einigermaßen gleichartigen Beschaffenheit keine Rede ist. Die Gesteine haben nur zwei Eigenschaften gemeinsam: 1. sind sie mehr oder minder erkennbar parallel struiert, und 2. findet man in ihnen gewöhnlich die drei Mineralien Quarz, Feldspat und Glimmer. In Beziehung auf die innere Struktur aber ebenso wie auf das Auftreten akzessorischer Mineralien wie endlich auf die Mengenverhältnisse der Hauptbestandteile sind die denkbar weitesten Unterschiede vorhanden. Die Gneise der Alpen, des Bayrischen Waldes, des Sächsischen Erzgebirges etc. lassen so wenig Analogien untereinander erkennen, daß z. B. derjenige, welcher in den Alpen zu arbeiten gewohnt ist, die Vorkommnisse des Bayrischen Waldes oder des Erzgebirges nicht als äquivalente Bildungen ansehen kann. Dazu kommen die zahlreichen akzessorischen Bestandmassen bald in Form linsenförmiger Gebilde von mannigfaltigster Zusammensetzung — hier als körnige Kalke, dort als Gabbro, Eklogit, Amphibolit, Serpentin und Olivinfels, an andern Punkten als Einlagerungen von Erzen und allen möglichen Mineralkombinationen —, bald in Form einer Vertretung ganzer Horizonte, wie sie z. B. in den lokalen Bildungen von Granulit in dem sog. sächsischen Granulitgebirge, in Böhmen etc. angenommen werden. Kurzum, das ganze Bild schon dieser untersten Formation ist weit abweichend von dem, was man naturgemäß von der ersten Erstarrungskruste der Erde erwarten sollte, deren Bildungsbedingungen rund um die Erde doch sehr nahe die gleichen gewesen sein müssen.

In der Glimmerschieferformation wird das Bild noch um vieles bunter. Abgesehen von den Glimmerschiefern selbst mit ihrer ungemein mannigfaltigen Mineralparagenesis trifft man hier wieder alle charakteristischen Gesteine der Gneisformation, zu welchen größere Massen von Amphiboliten, Chloritschiefern, Grünschiefern, Kalkglimmerschiefern, Quarziten etc. hinzukommen, und derselbe Wechsel der Zu-

sammensetzung ist, wenn auch in geringerem Maße, charakteristisch für die letzte Gruppe kristallinischer Schiefer, die Phyllite.

Eine eingehende geologische und petrographische Betrachtung der kristallinischen Schiefer ergibt mit nicht anzuzweifelnder Sicherheit, daß in diesen Gesteinen universelle Bildungen nicht vorliegen, und daß der einzige gemeinsame Grundzug aller hierher gestellten Gesteine an Stelle der für die Bildungen der frühesten Urzeit unserer Erde notwendig vorauszusetzenden Gleichmäßigkeit ein fortdauernder Wechsel der Zusammensetzung ist. Es folgt aber daraus der Schluß, daß die kristallinischen Schiefer zu der Erstarrungskruste der Erde nicht in dem Verhältnis stehen können, welches die Geologie vielfach ohne weiteres voraussetzt.

Gümbels Diagenese. Durch die Theorie der Diagenese versuchte Gümbel die Schwierigkeiten, welche die Erscheinungsform der Gesteine in diesen Richtungen aufweist, einigermaßen zu beseitigen. Die kristallinischen Schiefer wären nach dieser Ansicht als normale klastische Sedimente gebildet, welche nur einer viel weiter gehenden Diagenese anheimgefallen wären als die Sedimente späterer geologischer Formationen, indem das Wasser, aus dem sich jene absetzten, eine viel höhere Fähigkeit zu Lösung und Umbildung hatte, da es eben eine höhere Temperatur und einen bedeutenderen Gehalt an chemisch wirksamen Stoffen besaß als in späteren Zeiten. Die völlige Umkristallisation des von dem noch heißen Meerwasser durchtränkten Schlammes zu Gneisen, Glimmerschiefern etc. ist etwas schwierig zu verstehen, zumal wenn man den geringen Betrag der diagenetischen Wirkungen in späteren Formationen bedenkt, und man müßte doch wohl auch eine teilweise auslaugende Wirkung des Urozeans auf die in ihm noch schwebenden Schlammteilchen annehmen, welche diesen mannigfache Stoffe entzogen hätte, so daß nur der unlösliche Rückstand dem Prozeß der Diagenese selbst erliegen konnte, während sich andernteils eigentliche chemische Niederschläge bildeten.

Die Theorie der Diagenese ebenso wie jene der Erstarrungskruste und der chemischen Niederschläge geht von der Voraussetzung aus, daß die als archäische Formationsgruppe zusammengefaßten Bildungen einem bestimmten Zeitabschnitt in der geologischen Entwicklung der Erde angehören, welcher der Bildung der ältesten fossilführenden Formationen voranging, und in

dem die physikalischen Bedingungen an der Oberfläche der Erde noch nicht oder höchstens in sehr geringem Maße für lebende Wesen geeignet waren. Diese Voraussetzung wird von den Geologen meistens stillschweigend angenommen, obwohl schon das nachweisbare Vorhandensein jüngerer kristallinischer Schiefer sehr zur Vorsicht mahnt, wenn man in den petrographischen Eigenschaften der Gesteine bestimmte Altersbeziehungen suchen will.

Es liegt aber z. B. gar kein Grund vor, die von Obersilur überlagerten kristallinischen Schiefer der Pyrenäen, die von Trias und Jura überlagerten Bildungen der Zentralalpen schlechtweg für präkambrisch zu erklären, nur weil sie in ihrer petrographischen Beschaffenheit mit nachweisbar präkambrischen Gesteinen übereinstimmen.

Es ist allerdings nicht anzunehmen, daß in demselben Zeitabschnitt, in welchem sich an einem Teil der Erdoberfläche normale kambrische oder silurische Sedimente bildeten, an einem andern die Möglichkeit zur direkten Entstehung kristallinischer Gesteine gegeben war. Die Bedingungen, welche die ursprüngliche Bildung kristallinischer Schiefergesteine voraussetzt, sind so weit abweichend von jenen normaler Sedimentation, daß beide als gleichzeitig einfach undenkbar sind. Man muß also entweder eine Altersverschiedenheit der beiden Gesteinsgruppen annehmen, wie es die Geologie im allgemeinen tut und in der Zusammenfassung der kristallinischen Schiefer als archäische oder präkambrische Formationsgruppe zum Ausdruck bringt, oder aber die Voraussetzung machen, daß die betreffenden kristallinischen Schiefer ursprünglich echte Sedimente gewesen sind, die durch irgend welche von den sedimentierenden Prozessen selbst völlig unabhängige Ursachen ein kristallinisches Gefüge angenommen haben. Die „jüngeren" kristallinischen Schiefer beweisen mit Sicherheit, daß derartige Umwandlungen möglich sind, und bei ihrer vollständigen Übereinstimmung mit den echten „archäischen" Schiefern lag die Anregung nahe, ob nicht auch diese durch großartige, in regionaler Weise wirkende umwandelnde Prozesse in all ihren Eigenarten besser erklärt werden können. So entstanden die Theorien des allgemeinen oder Regionalmetamorphismus.

Theorien des Regionalmetamorphismus. Alle Theorien des Metamorphismus sind aus der Überzeugung hervorgegangen, daß die „kristallinischen" Schiefer in der Hauptsache nicht die Eigenschaft ursprünglicher Bildungen an sich tragen. Wenn dieselben aber, wie oben mehrfach ausgeführt wurde, nicht aus der Erstarrungskruste und den ältesten chemischen Sedimenten herstammen — über deren chemische Beschaffenheit wir absolut nichts wissen können, für welche daher jede Hypothese annehmbar erscheinen muß —, so sind sie unzweifelhaft äquivalent mit den Bildungen, welche wir in unverändertem Zustand an sonstigen Punkten der Erdoberfläche beobachten, mit den Sedimenten und den Eruptivgesteinen. Wir müssen also in

dem chemischen Bestand eines dieser umgewandelten Gesteine einen Anhaltspunkt für das ursprüngliche Material haben, da eine einfache Umkristallisation weiter gehende chemische Veränderungen nicht bewirkt, und da andernteils, wie in den Abschnitten V und VI gezeigt wurde, die Art der Sedimentbildung einen charakteristischen chemischen Unterschied gegenüber den Eruptivgesteinen bedingt.

Gegen die chemische Klassifikation des „Grundgebirges" wie man diese Gesteinsgruppe auch bezeichnet hat, welche sich aus dieser Erfahrung ergibt, und die namentlich von Rosenbusch durchgeführt wurde, hat man zwar eingewandt, daß bei dem außerordentlichen Wechsel in der Zusammensetzung der Sedimente wohl auch einmal eine Arkose oder Grauwacke auftreten könnte, die sehr nahe chemisch mit dem Granit übereinstimmt. Dies mag, wenn auch als recht unwahrscheinlich, zugegeben werden, aber die Wahrscheinlichkeit, daß das ursprüngliche Substrat eines Gneises von granitischer Zusammensetzung eine derartige Grauwacke gewesen sei, beträgt doch kaum 1°/₀. Andernteils könnten die Eruptivgesteine vor der Umwandlung weitgehende Zersetzungen erlitten haben, welche das chemische Bild stark stören. Das ist unzweifelhaft öfter der Fall gewesen, aber normale Verwitterung kommt bei den mächtigen und ausgedehnten Gesteinskomplexen, aus deren Umwandlung die kristallinischen Schiefer sich gebildet haben müssen, nicht in Frage, und die Produkte der Zersetzung, welche in Abschnitt VIII abgehandelt wurden, sind mit spärlichen Ausnahmen ebenso abweichend von dem chemischen Charakter der Sedimente als die ursprünglichen Eruptivgesteine selbst.

Unter allen Umständen gibt der chemische Typus eines „kristallinischen Schiefers" einen wichtigen Anhaltspunkt für die Erkenntnis des ursprünglichen Gesteins, der für sich in einzelnen Fällen schon beweiskräftig ist, in andern erst durch weitere Untersuchungen, namentlich der geologischen Erscheinungsform, vollwichtig wird. Betrachten wir von diesem Standpunkt aus z. B. die Gneise, so finden wir, daß die beiden Typen hier recht gut in den Endgliedern auseinanderzuhalten sind, indem die einen, welche hauptsächlich die untersten Niveaus der „Gneisformation" einnehmen, den Charakter von echten Graniten, Quarzdioriten etc. aufweisen, während die andern mit Grauwacken, Tonschiefern u. dgl. übereinstimmend meist über den ersteren folgen, von denen sie sich durch viel größeren Wechsel im Habitus wie in der Zusammensetzung unterscheiden.

Man unterscheidet sie daher auch als Eruptivgneis und Sedimentgneis oder nach Rosenbusch als Orthogneis und Paragneis. Dazwischen aber steht gleichberechtigt eine dritte Gruppe, welche weder den chemischen Typus von Eruptivgesteinen noch jenen von Sedimenten besitzt, und welche man nach Rosenbuschs Vorgang als Metagneis bezeichnen könnte, wenn man nicht lieber überhaupt auf den Namen „Gneis" für Gesteine verzichtet, welche der ursprünglich geologischen Definition des Wortes als Bestandteile der „archäischen" Formation nicht entsprechen. Diese letzteren Gesteine, welche die Schieferung und Bänderung meist am vollkommensten aufweisen, und die mit den „Paragneisen" den Wechsel der Zusammensetzung

gemeinsam haben, sind zum Teil mit granitischem Magma injizierte Schiefer, an denen man die Phänomene der Injektion noch deutlich makroskopisch und mikroskopisch erkennt, zum Teil Mischgesteine, bei welchen der aufgeblätterte Schiefer von dem granitischen Magma mehr oder minder vollständig resorbiert wurde.

In ähnlicher Weise lassen sich die Unterschiede auch in den sonstigen Gruppen der kristallinischen Schiefer verfolgen; fast allenthalben tritt uns der Gegensatz zwischen den beiden extremen Typen entgegen, während eigentliche Mischgesteine wohl nur unter den Gneisen vorhanden sind. Verfolgt man die Erscheinungen, welche solche Gesteine im großen darbieten, genauer, so trifft man nicht selten in ihrer Lagerungsform oder in ihrem mikroskopischen Verhalten einzelne Erscheinungen, welche die aus der chemischen Zusammensetzung gezogenen Schlüsse durchaus bestätigen. Die Umwandlung hat nicht selten einige Reste der ursprünglichen Gesteinsstruktur übrig gelassen; so sind namentlich größere klastische Bestandteile, z. B. Quarzgerölle, übrig geblieben, welche auf die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins einen sichern Schluß gestatten. So finden wir, wie schon erwähnt wurde, manchmal Fossilreste, und zwar nicht etwa nur solche, deren Überbleibsel besonders widerstandsfähig sind, sondern zum Teil die leicht zerstörbaren Reste von Pflanzen, die noch recht wohl erhalten sind.

Andernteils zeigen die „Gneise“ der Zentralalpen neben einer oft recht gut charakterisierten granitischen Struktur alle Erscheinungen einer intrusiven Bildung: Einschlüsse des Nebengesteins, Apophysen etc. sind hier ungemein weit verbreitet; man trifft echte Chloritschiefer in unzweifelhaft gangförmiger Lagerung und sieht nicht selten auf deren Schichtflächen mehr oder minder scharf sich abhebende lichte Flecken, welche die Form der ursprünglichen Einsprenglinge der Porphyrite behalten haben (vgl. Fig. 61, S. 137). In den rätselhaften Eklogiten des Fichtelgebirges erkennt man bei eingehendem Studium hin und wieder deutliche Reste, welche einen ursprünglichen Gabbro wahrscheinlich machen. Man könnte derartige Beispiele fast aus allen Gebieten der kristallinischen Schiefer anführen, so daß die chemische Klassifikation des sog. Grundgebirges in Gesteine der Eruptivreihe und in Sedimente als vollständig festgestellt anzusehen ist.

Es muß hier noch auf einen Einwand aufmerksam gemacht werden, welcher allen Theorien des Metamorphismus gleichmäßig entgegengestellt wurde, nämlich daß schon in den allerältesten Sedimenten, in den Bodenkonglomeraten der ältesten klastischen Bildungen, einzelne Gerölle von dem petrographischen Charakter der „kristallinischen Schiefer“ vorkommen. Wenn z. B. in kambrischen Schichten, welche Glimmerschiefer und Phyllite überlagern, abgerollte Bruchstücke dieser letzteren gefunden werden, so muß sicher angenommen werden, daß die Glimmerschiefer und Phyllite ihren heutigen Habitus, d. h. nach den Theorien des Metamorphismus ihre metamorphische Beschaffenheit schon besaßen, als das kambrische Gestein zur Ablagerung kam, mit andern Worten: zwischen der Bildung der obersten Schichten der Phyllite und der untersten des Kambriums, welche durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden sind, mußte die ganze metamorphische Tätigkeit sich einschieben. In den Betrachtungen am Schlusse dieses Abschnittes wird spezieller auf diese Erscheinung eingegangen werden.

Man kann unter den Theorien des Regionalmetamorphismus hauptsächlich drei unterscheiden:

1. den plutonischen (Pluto, Gott der Unterwelt) oder anogenen Metamorphismus;

2. den hydrochemischen (griech. hydor, Wasser), neptunischen (Neptun, Gott des Meeres) oder katogenen Metamorphismus;

3. den Dislokations- (lat. dislocare, umstellen) oder Dynamometamorphismus (griech. dynamis, Kraft).

Plutonischer und hydrochemischer Metamorphismus. Die Theorie des plutonischen Metamorphismus, von Hutton zuerst angenommen, von Ami Boué und Lyell geologisch begründet, geht im allgemeinen von dem Vorhandensein der geothermischen Tiefenstufe aus und nimmt die Hitze des Erdinnern (in der Sprache Huttons „das unterirdische Feuer") als Ursache der Umwandlung an. Wenn durch fortgesetzte Auflagerung sich die Dicke der Erdkruste an einer Stelle um Tausende von Metern erhöht, dann kommen die untersten Schichtenreihen allmählich in Regionen höherer Temperatur, da mit der Überlagerung die Geoïsothermen heraufrücken, und schließlich müßte unter Zuhilfenahme der Bergfeuchtigkeit eine durch die hohe Temperatur hervorgebrachte Umkristallisation eintreten, welche das ursprünglich klastische Gestein in ein kristallinisches umformt. Da das metamorphosierende Agens von der Tiefe aus wirkt, erscheinen die tiefsten Schichten am stärksten umgewandelt, sehr alte häufiger als jüngere, da bei letzteren so bedeutende Überdeckungen seltener sind. Schließlich bringt die Denudation die umgewandelten Gebilde wieder an die Oberfläche.

Bedenkt man dabei, daß nach unsern heutigen Erfahrungen die geothermische Tiefenstufe pro Kilometer etwa 30° beträgt, und daß dieser Betrag mit der Tiefe höchstens abnimmt, so ergibt sich schon hieraus die Ungeheuerlichkeit der ganzen Theorie, da man doch wohl zur Erklärung jener Umwandlungen viele hundert Grad voraussetzen muß, somit die Überlagerung und Abtragung in einer Mächtigkeit von vielen Kilometern überall anzunehmen gezwungen ist, wo kristallinische Schiefer an die Oberfläche der Erde treten. Für jene Vorkommnisse „jüngerer kristallinischer Schiefer", welche eingelagert zwischen echten Sedimenten vorkommen, müßte ferner eine andere Erklärung gesucht werden.

Im Gegensatz hierzu steht der hydrochemische Metamorphismus, der hauptsächlich von Bischof wissenschaftlich

begründet wurde. Die Agentien der Umwandlung sind bei dieser Theorie die vadosen Gewässer, welche von oben in die Gesteine eindringen, sich mit Stoffen beladen und dadurch umwandelnd auf die betreffenden Vorkommnisse einwirken. Der Prozeß wäre der Verwitterung analog, nur direkt entgegengesetzt verlaufend zu denken, indem sich an Stelle der Desaggregation der Gesteine eine innere Umkristallisation, an Stelle der Neubildung wasserhaltiger Produkte eine Wasserentziehung einstellt und durch Zufuhr statt durch Auslaugung von Bestandteilen alle möglichen Gesteinsveränderungen vor sich gehen. Diese Anschauung ist stets eine reine Theorie geblieben, die nicht nur nicht durch irgend welche Beobachtungen gestützt werden konnte, sondern gegen welche alle Erscheinungen der Verwitterung unter den denkbar verschiedenartigsten Verhältnissen mit großer Sicherheit sprechen.

Latente Plastizität und bruchlose Faltung. Die beiden eben erwähnten Theorien dürften heute kaum mehr viele Anhänger zählen; dagegen beherrscht die Theorie des Dynamometamorphismus in der Petrographie sowohl wie in der Geologie das ganze Feld, so daß es sich lohnt, die Berechtigung derselben eingehender zu diskutieren. Diese Theorie wurde zuerst von Lossen aufgestellt und später namentlich von Rosenbusch und seinen Schülern in petrographischer, von Baltzer und Heim in geologischer Richtung weiter ausgebaut, in ihren physikalisch-chemischen Grundlagen neuerdings von Becke eingehender begründet.

Unter der Einwirkung der gebirgsbildenden Prozesse erleiden die Gesteine mannigfache Veränderungen, welche fast überall in stark dislozierten Gebieten schon äußerlich deutlich hervortreten. In erster Linie sind es die Sedimente, welche durch die gebirgsbildenden Prozesse beeinflußt werden. Man beobachtet intensive Faltungen der Schichten (Fig. 67, S. 168), sieht, daß selbst verhältnismäßig junge Gesteine die Verbandsfestigkeit alter Bildungen annehmen, und findet nicht selten, namentlich im Zusammenhang mit der transversalen Schieferung, eine Neubildung glimmerartiger Mineralien auf den Ablösungsflächen. Man erkennt aus diesen Erscheinungen, daß unter dem Einfluß starker Kräfte die Gesteine sich nicht mehr als vollkommen starre Körper verhalten, sondern ein gewisses Maß von Plastizität annehmen, das sie befähigt, unter der Einwirkung erhöhten Druckes innerhalb ge-

wisser Grenzen diesem Druck nachzugeben und ihre ursprüngliche Form zu verändern. Dies bezeichnet Heim als die bruchlose Faltung; dieselbe tritt nach diesem Autor überall ein, wo Gesteine irgend welcher Art einem langsam wirkenden enormen Seitendruck (engl. stress) ausgesetzt sind, während durch bedeutende vertikale Belastung ein Ausweichen und damit eine raschere Auslösung der Spannung unmöglich gemacht wird. Unter der übermächtigen Belastung durch die darüber lagernden Massen befänden sich die Gesteine in einem latent plastischen



Fig. 67. Faltung von Devonkalk. Barrandefelsen, Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

Zustand, welcher die Moleküle befähigt, durch Gleitung und Verschiebung die Spannungsdifferenzen auszugleichen und so bei äußerst langsam wirkendem gebirgsbildendem Schube sich den neuen Verhältnissen anzupassen, ohne daß gleichzeitig eine innere Zerbrechung der einzelnen Gesteinskomponenten erfolgen würde.

Die Theorie der bruchlosen Faltung, welche auf Grund nicht sehr eingehender makroskopischer Beobachtungen als für alle Gesteine in weitester Ausdehnung gültig aufgestellt wurde, ist durch das mikroskopische Studium längst als unhaltbar nachgewiesen worden. Wenn auch anerkannt werden muß, daß ein gewisses Maß von Plastizität allen Gesteinen eigen ist, ferner daß dieselbe dort am vollkommensten in Erscheinung tritt, wo unter besonders bedeutender

Belastung eine langsam ansetzende bewegende Kraft auf die Gesteine einwirkt, so ist die Elastizitätsgrenze der meisten Gesteine doch eine ziemlich enge, und die makroskopisch oft scheinbar völlig bruchlose Faltung ergibt sich bei mikroskopischer Betrachtung als eine kontinuierliche innere Zertrümmerung, welche durch spätere Wiederverkittung der einzelnen Bruchstücke ausgeheilt sein kann, oder als eine gegenseitige Verschiebung der einzelnen Bestandteile, letztere z. B. im Tonschiefer.

Der Grad der bruchlosen Umformung eines Gesteins ist in erster Linie abhängig von dem Bestand und der Struktur desselben. Tonschiefer und überhaupt alle Gesteine, welche vorherrschend aus den leicht verschiebbaren und biegsamen Blättchen glimmerartiger Mineralien aufgebaut sind, besitzen das höchste Maß von Plastizität. Kalksteine können unter hoher Belastung gleichfalls weitgehende Umformungen aufweisen, ohne in ihrem inneren Gefüge zu zerbrechen, was wohl mit der zur Zwillingsbildung führenden Gleitfähigkeit des Kalkspates zusammenhängt. Aber schon die Dolomite verhalten sich im allgemeinen sehr abweichend: sie besitzen die Eigenschaft der Gleitung nicht, und der Zusammenschub führt selbst unter hoher Belastung zu einer allgemeinen Gesteinszertrümmerung, zu einer endogenen Brekzie, die besonders unter den Einflüssen der Verwitterung deutlich hervortritt, wobei derartige zerdrückte Gesteine zu einem Schutt kleinster eckiger Fragmente zerfallen, indem das wiederverkittende Zement von den Atmosphärilien leichter angegriffen wird. Äußerst gering ist die Plastizität von Feldspat, und namentlich diejenige von Quarz und Olivin, welche beiden Mineralien die sprödesten gesteinsbildenden Gemengteile darstellen, die unter dem leichtesten Einfluß des gebirgsfaltenden Druckes in ihrem Innern zerbrechen und so durch die Erscheinungen einer inneren Zertrümmerung, der Kataklasstruktur, zu Gradmessern für die Wirkung des Druckes werden.

Gesteine, welche aus verschiedenen Mineralien aufgebaut sind, können sich unter Pressung recht verschieden verhalten, je nach der Art ihrer Struktur; so trifft man z. B. Sandsteine, in welchen ein toniges Zement die einzelnen Quarzkörner umhüllt, manchmal in ziemlich weitem Maße gefaltet, ohne daß eine innere Zertrümmerung entstanden wäre, während dagegen ein Granit unter denselben Verhältnissen völlig in seinem Innern zermalmt wird. Wo ein sehr plastisches Gestein mit solchen wechsellagert, welche vorherrschend aus spröden Mineralien bestehen, kann das erstere sich bruchlos einer Biegung anbequemen, während das spröde Gestein zerbrochen wird. In die klaffenden Klüfte des letzteren wird die plastische Masse hineingepreßt, so daß schließlich z. B. eine Quarzitschicht, welche als Zwischenlagerung im Tonschiefer vorhanden war, in einzelne isolierte Partien von linsenähnlicher Form zerquetscht wird, welche durch eingeklemmte Schiefermassen getrennt erscheinen. Ganz ähnlich ist es, wo Kalk mit spröderen Gesteinen wechsellagert; man beobachtet dann namentlich an den Sätteln und Mulden der Falten eine Zersprengung der letzteren, und der Kalk tritt gangförmig in pseudoeruptiver Form in die klaffenden Fugen quer zur Schichtung ein.

So sicher man an zahlreichen Punkten in Tonschiefern und Kalken dieses plastische Verhalten unter dem Einfluß hohen Druckes beobachten kann, welches übrigens auch experimentell nachgewiesen ist, ebenso sicher sind alle Hypothesen, welche ein ebensolches Verhalten kristallinischer Silikatgesteine,

z. B. der Granite, voraussetzen, durchaus unbegründet. Ein Granit wird selbst unter den denkbar günstigsten Bedingungen höchstens ein so geringes Maß von Plastizität annehmen, daß sich die Wirkung derselben unserer Beobachtung überhaupt entzieht, und ein plastisches Anpassen dieser Gesteine an ihre Umgebung oder gar ein Hineinpressen derselben in festem Zustand in Spalten und Fugen des Nebengesteins ist durch ihre physikalische Beschaffenheit ausgeschlossen. Es dürfte wohl nicht zu weit gehen, wenn man erklärt, daß in all jenen Gebieten, für welche ein solches plastisches Verhalten von Granit oder Gneis angenommen worden ist, eine vorgefaßte unrichtige Meinung durch die künstliche Hypothese der Plastizität dieser Gesteine gehalten werden sollte, während in der Tat die normalsten Erscheinungen eruptiver Lagerungsformen vorliegen.

Daß vollends einzelne Individuen von Quarz, so z. B. die Einsprenglinge in gewissen Quarzporphyren oder die Quarzkörner in Sandsteinen, unter den Einwirkungen von Zug oder Druck eine innere homogene Deformation erleiden können, ohne daß gleichzeitig eine völlige Zertrümmerung derselben eintritt, wie dies z. B. für die langgestreckten, nach ihrer Form als Kaulquappenquarze bezeichneten Individuen im Quarzporphyr von Thale in Thüringen (Fig. 68), für die länglichen Quarzkörner gewisser „gestreckter“ Sandsteine behauptet wurde, steht in unvereinbarem Gegensatz zu dem Verhalten desselben Minerals an Tausenden von Punkten, wo sich dasselbe als durchaus spröde und nicht deformierbar erweist. Hier handelt es sich zweifellos um ursprüngliche Wachstumserscheinungen, welche zumal im zweiten Fall im allgemeinen durch das Rieckesche Prinzip erklärt werden können, das im nächsten Kapitel erörtert wird.



Fig. 68. Kaulquappenporphyr, Thale in Thüringen. Die Quarzeinsprenglinge sind insgesamt parallel gestreckt. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Etwas anders liegen die Verhältnisse bei einzelnen Vorkommnissen gestreckter und ausgewalzter Gerölle in gewissen Konglomeraten, welche nicht wie jene Kristalle aus einheitlichen Individuen bestehen, sondern vielmehr aus einem mit mehr oder weniger Bindemittel verkitteten Aggregat von verschieden orientierten Quarzkörnern. Unzweifelhaft aber wird auch bei den meisten dieser letzteren der plastischen Deformierbarkeit der Gesteine ein zu großer Spielraum gegeben.

Dynamometamorphismus. Die nach der Anschauung Heims vorhandene „latente“ Plastizität der unter hoher Überlastung befindlichen Gesteine wird von den Anhängern der Dynamometamorphose nun in der Weise erweitert, daß durch dieselbe

eine gewisse Beweglichkeit der Moleküle hervorgebracht wird, welche diese befähigt, im festen Gestein untereinander Reaktionen einzugehen, und so schließlich zu einer molekularen Umlagerung des ganzen Gesteins führt. Ob man bei diesen chemischen Reaktionen der Gebirgsfeuchtigkeit eine besondere Rolle zuschreibt, oder ob die durch die mechanische Arbeit frei werdende Wärme als besonders wirksam dabei gedacht wird, ist an sich irrelevant, da doch der Hauptfaktor der ganzen Umwandlung, die Ursache der Beweglichkeit der kleinsten Teile nur in dem Druck selbst gesucht werden muß.

Die Theorie des Dynamometamorphismus geht von der Erscheinung aus, daß die kristallinischen Schiefer häufig die Wirkungen ungemein starker geologischer Dislokationen erkennen lassen, und daß öfter die kristallinische Beschaffenheit eines Sedimentes oder die schieferige eines Eruptivgesteins mehr und mehr mit dem Grade der Störung der Lagerungsverhältnisse zunimmt. In zahlreichen Fällen allerdings, in welchen gerade diese Gesetzmäßigkeit betont wurde, ist das Maß der Pressung ausschließlich aus der kristallinisch-schieferigen Beschaffenheit der Gesteine selbst abgeleitet worden, so daß die molekulare Umlagerung, deren Entstehung auf den Druck zurückgeführt werden soll, gleichzeitig den einzigen Anhaltspunkt dafür gewährt, daß ein solcher Druck in besonderem Maße wirksam gewesen ist. Es wird dabei die Richtigkeit der Theorie vorausgesetzt, um Beweise für eben diese Theorie zu finden.

Eine besondere Stütze für den Dynamometamorphismus wird gewöhnlich in den experimentellen Untersuchungen von Spring als gegeben angenommen, welcher ohne Temperaturerhöhung z. B. ein trockenes Gemenge von Schwefelpulver und Kupferspänen unter einem Druck von mehreren tausend Atmosphären zu schwarzem kristallisiertem Kupferglanz umwandelte. Die Möglichkeit molekularer Umlagerungen in starrem Zustand, welche bei diesen Versuchen angenommen werden müssen, stellt die erste Voraussetzung der Theorie der Dynamometamorphose dar, und sie ist durch die Springschen Versuche für eine Reihe von Substanzen, speziell für Metallsalze, nachgewiesen. Die überzeugende Kraft der Springschen Versuche verliert aber sehr bedeutend, wenn man die Resultate überblickt, welche bei den für die Gesteine in Betracht kommenden Stoffen erhalten wurden. Selbst bei einem Druck von 20000 Atmosphären ließen Pulver von Kalkkarbonat, von Kieselsäure etc. keine Spur einer Änderung erkennen, d. h. es wurde durch diese experimentellen Untersuchungen festgestellt, daß die Beweglichkeit der Moleküle unter hohem Druck bei gewissen Stoffen bedeutend genug ist, um innere Umkristallisationen unter einer bei der Gebirgsbildung immerhin denk-

baren Spannung zu ermöglichen, daß aber das Maß dieser Beweglichkeit äußerst verschieden und speziell für die bei den kristallinischen Schiefern in Betracht kommenden Substanzen ein so geringes ist, daß es zu einer molekularen Umlagerung der Gesteine, selbst unter der Annahme enorm mächtiger Druckverhältnisse und ungeheuer langer Zeiträume, kaum ausreichen dürfte.

Es entsprechen die Ergebnisse der Springschen Versuche auch vollständig den physikalisch-theoretischen Ableitungen: die Metalle, Metallsulfide etc. gehören zu jenen Stoffen, welche in flüssigem Zustand ein kleineres Volumen einnehmen als im festen, die Silikate dagegen, soweit bis heute bekannt, zu jenen, welche beim Schmelzen sich ausdehnen. Im ersteren Fall muß eine Erhöhung des Druckes eine Erniedrigung des Schmelzpunktes mit sich bringen, während im zweiten das Gegenteil der Fall ist.

In letzter Zeit wurde ferner eine Reihe experimenteller Untersuchungen über die Plastizität der Mineralien und Gesteine ausgeführt, welche sich speziell auf Kalkspat und Marmor erstreckten. Das Resultat derselben war, daß durch gewaltigen Druck eine Formveränderung erzielt werden konnte unter gleichzeitiger völliger Zertrümmerung des angewandten Materials. Die so veränderten Massen hatten eine gewisse Verbandsfestigkeit bewahrt, wie man eben auch beliebige Pulver durch hohen Druck zu zusammenhängenden Stücken zusammenpressen kann. Umkristallisation aber trat unter dem gewaltigsten Druck nur dort ein, wo das durchfeuchtete Material gleichzeitig einer Erhitzung auf einige hundert Grad ausgesetzt war.

Zur Erklärung der molekularen Umlagerung und der in den hier in Betracht kommenden Gesteinen so weit verbreiteten schieferigen Beschaffenheit wurden einige Experimente von Riecke herangezogen. Darnach wird die Löslichkeit eines in einer gesättigten Lösung befindlichen Kristalls durch Druck oder Zug derartig verändert, daß sich in der Richtung desselben eine Erhöhung, in der dazu senkrechten eine Erniedrigung der Löslichkeit einstellt. Dieses „Rieckesche Prinzip“ wird auf die dynamometamorphe Veränderung der kristallinischen Schiefer von Becke in der Weise angewendet, daß er die auf den Poren der Gesteine zirkulierende Gebirgsfeuchtigkeit als eine konzentrierte Lösung aller Gesteinsbestandteile annimmt. Durch den Seitendruck bei der Gebirgsfaltung tritt nun diese Erhöhung resp. Erniedrigung der Löslichkeit in Erscheinung, es wachsen die Gesteinsbestandteile daher weiter in der Richtung senkrecht zum Druck, welche etwa der Richtung der Schieferung der kristallinischen Schiefer entspricht, während die zirkulierende Gebirgsfeuchtigkeit durch Auflösung in der Druckrichtung fortgesetzt das Material dazu liefert.

Was die Gebirgsfeuchtigkeit selbst betrifft, so entzieht sich die Bedeutung dieses Faktors in den Tiefen, welche wegen der vertikalen Be-

lastung der Gesteine angenommen werden müssen, unserer Beurteilung völlig; nach der schon früher angeführten Beschaffenheit der Gesteine in den tieferen Bergwerken und der raschen Abnahme des Wassergehaltes mit der Tiefe existiert ein solcher vermutlich überhaupt nur in der Theorie; jedenfalls aber hat die Gebirgsfeuchtigkeit, auch wenn sie vorhanden sein sollte, als Lösungsmittel der so ungemein schwer löslichen Bestandteile der Silikatgesteine keine Bedeutung. Und wenn man sich auch eine Erhöhung ihrer Lösungsfähigkeit in einer Steigerung der Temperatur vorstellen könnte, die etwa durch die innere Reibung bei der Umformung der Gesteine hervorgebracht würde, so müssen doch alle gebirgsbildenden Bewegungen, welche zu solchen molekularen Umlagerungen führen, als so langsam vor sich gehend gedacht werden, daß trotz der schlechten Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine eine bedeutendere Erwärmung kaum wahrscheinlich gemacht werden könnte.

Es ist aber auch bei der Annahme einer verhältnismäßig raschen Wirkung der gebirgsfaltenden Prozesse die Entwicklung bedeutender Wärmegrade in regionaler Ausdehnung durch ganze Gebirgsstöcke hindurch eine reine Hypothese, gegen die mit zwingender Sicherheit die Erscheinung spricht, daß eine derartige, zu molekularen Umlagerungen führende Erwärmung nicht einmal lokal in den Zerreibungsmaterialien auftrat, welche die gewaltigsten Verschiebungen und Überschiebungen unserer Erdkruste charakterisieren. Und dabei weist die Zermalmung dieser Gesteine und die oft so bedeutende Sprungweite der Verwerfungen auf eine besonders intensive Reibung hin, von welcher man lokale molekulare Umlagerungen recht wohl erwarten könnte, die aber nirgends eingetreten sind.

Dazu kommt, daß für die meisten gesteinsbildenden Mineralien eine Erhöhung des Druckes gleichzeitig den Schmelzpunkt erhöht, da dieselben in festem Zustand ein kleineres Volumen einnehmen als in flüssigem, und daß, wenn man etwa die Bergfeuchtigkeit als Hilfsmittel für die Umlagerung neben der Temperatur noch in Anspruch nehmen wollte, dieses Agens gleichzeitig die Wärme viel rascher verteilen und so der Aufspeicherung derselben entgegenarbeiten würde. In der Hauptsache wird bei der Theorie der Dynamometamorphose die Ursache der Beweglichkeit in der hohen Spannung selbst gesucht werden müssen, welche gleichzeitig die Tendenz hervorbringt, daß sich die Moleküle zu solchen Verbindungen zusammenordnen, welche das denkbar kleinste Volumen einnehmen.

In zahlreichen Fällen sind ferner Sedimente in der intensivsten Weise zusammengedrückt und gefaltet worden, ohne daß eine Spur einer kristallinischen Umwandlung an denselben erkennbar wäre. Die tertiären Schiefer der Glarner Alpen z. B. sind in einem Maße disloziert, wie es auch bei hoch kristallinisch entwickelten Schiefern zu den Seltenheiten gehört; sie haben dabei eine transversale Schieferung und den „petrographischen Charakter paläozoischer Schiefer“ angenommen, von einer kristallinischen Beschaffenheit aber ist keine Spur vorhanden. Die ebendort vorhandenen Vorkommnisse des sog. Lochseitenkalks sind mechanisch in weitest gehender Weise beeinflußt worden, ihre Beschaffenheit aber ist absolut nicht diejenige, welche die Einlagerungen von Kalk im Gebiete der kristallinischen Schiefer aufweisen, und von Mineralneubildungen, welche sich unter dem übermächtigen Drucke vollzogen hätten, ist nicht die Spur vorhanden.

Dagegen trifft man in den phyllitisch umgewandelten karbonischen Schiefern der Niederen Tauern Partien, welche außer ihrer kristallinischen Beschaffenheit keine Anzeichen einer bedeutenden Einwirkung mechanischer Kräfte erkennen lassen, in welchen Pflanzenreste ohne eine Spur von Verzerrung erhalten sind, in welchen Einlagerungen von Graphit die ursprüngliche Beschaffenheit der Steinkohle noch vollständig erkennen lassen. Man trifft an zahlreichen Stellen der Alpen, so in der Stubaier Gruppe, am Monte Rosa etc., hoch kristallinisch umgewandelte Sedimente in flacher, fast horizontaler Lagerung ohne weiter gehende Stauchung der Schichten; man macht dieselbe Beobachtung bei den ganz jungen kristallinischen Schiefern Attikas usf., so daß man sich der Überzeugung nicht verschließen kann, daß von dem allgemeinen Schlagwort, als welches der Dynamometamorphismus heute erscheint, der Kern der Sache nicht berührt wird.

Die Theorie des Dynamometamorphismus erfuhr ihre hauptsächliche Entwicklung in den Westalpen, und sie fußt dort in erster Linie auf nachweisbar falschen Voraussetzungen. Infolge der Abtrennung einer archäischen Formationsgruppe, welche eines der Grundgesetze der Geologie darstellt, ließ man sich durch den gneisartigen Charakter der zentralalpinen Granite verführen, dieselben als Gneis zu bezeichnen, und damit war gleichzeitig mit der sedimentären Lagerungsform der Begriff des hohen Alters gegeben. Diese „Gneise“ treten in der Kette der Alpen im Kontakt mit den allermannigfaltigsten Gesteinen auf, deren Zugehörigkeit zu verschiedenen jüngeren geologischen Formationen bald nur durch ihren petrographischen Charakter, bald aber auch durch Fossilreste, die in ihnen erhalten blieben, nachweisbar ist. Karbonische bis jurassische Schichten können unter diesen Verhältnissen beobachtet werden. Dazu kommt, daß hin und wieder mehrere übereinander folgende Lager von Gneis in den Schichten vorhanden sind, daß diese öfter von Gneis durchsetzt werden, und daß schließlich Schollen von Sedimenten im Gneis, abgetrennte Partien von Gneis im umgewandelten Sediment auftreten. All diese Erscheinungen echt eruptiver Lagerungsform mußten nun, da ja der Gneis als „archäisches Gestein“ so viel älter sein sollte als die darüber und dazwischen gelagerten Sedimente, durch mächtige Dislokationen, Verschiebungen und Einfaltungen erklärt werden, durch welche die Gesteine an den Ort gekommen sein sollten, an dem wir sie heute antreffen. In diesen künstlich konstruierten Dislokationen fanden die Dynamometamorphiker das gewünschte Agens für die in den umgebenden Gesteinen nachweisbaren Umwandlungen.

Als dann später petrographische Untersuchungen den granitischen Charakter der Gneise außer Frage stellten, blieb an diesen Graniten doch der Begriff des hohen geologischen Alters haften, und die konstruierten Falten etc. hatten auch jetzt noch die Aufgabe, zu beweisen, daß der Kontakt zwischen Schiefern und Granit ein sekundärer, durch spätere Dislokationen hervorgerufener mechanischer Kontakt sei. Der Granit, ursprünglich normal und richtungslos ausgebildet, sollte ebenso wie die Sedimente unter der Einwirkung dieser Dislokationen tiefgehende Veränderungen erfahren haben, indem sich einesteils Mineralneubildungen in demselben entwickelten, welche ein möglichst kleines Molekularvolumen besitzen, wie Zoisit, Granat, Sillimanit etc., und indem andernteils sich die Glimmerblättchen senkrecht zur Richtung des Druckes stellten. Da nun aber einesteils die Mineralneubildungen massenhaft als regellos angeordnete Einschlüsse namentlich in den absolut nicht gestörten Plagioklaskristallen dieser Gesteine auftreten, da andernteils die Wendung und Drehung der Glimmerblättchen doch wohl nicht zwischen den festen und spröden Quarz- und Feldspatkörnern vor sich gehen konnte, so mußte in solchen Fällen die latente Plastizität identisch sein mit einem viskosen Zustand, in welchem eine, wenn auch geringe, so doch allgemeine Beweglichkeit der Moleküle vorhanden war. Der ursprünglich richtungslos aus dem Schmelzfluß kristallisierte Granit wäre durch die supponierte mechanische Umkristallisation zum Gneis geworden.

Die Umwandlung der Sedimentgesteine, welche diese schieferigen oder geschieferten Granite überlagern, erfolgte unter denselben Bedingungen, da ja eben für die Granite ein höheres geologisches Alter von vornherein vorausgesetzt wird und die Schiefer entweder als transgredierend, d. h. als jüngere Ablagerungen auf dem schon erodierten Granit sedimentiert oder auch einfach als in denselben hineingefaltet oder auf denselben hinaufgeschoben angenommen werden.

Daß in nicht wenigen Fällen der Zentralgneis seine Schieferhülle aktiv durchbricht, daß sich magmatische Spaltungserscheinungen in seinen Randzonen einstellen, welche bald aplitischen bald lamprophyrischen Charakter an sich tragen, daß die der granitischen Intrusion folgenden aplitischen Gänge nicht nur das Granitmassiv selbst, sondern ebenso auch die Schieferhülle bis auf eine Entfernung von vielen Kilometern durchadern, wurde nicht weiter berücksichtigt, höchstens dienten diese Er-

scheinungen abermals dazu, mächtige mechanische Dislokationen zu konstruieren, welche eben wieder Stützen für die Dynamometamorphose darboten.

Der Anschauung, daß die Schieferhülle der zentralalpinen Granite tatsächlich ihre kristallinische Umwandlung der Kontaktmetamorphose verdankt, wird immer und immer wieder entgegengehalten, daß sowohl in den Glimmerschiefern als in den Kalken der alpinen Zonen jene so typischen Kontaktmineralien fehlen, welche man in außeralpinen Vorkommnissen von Kontaktzonen allenthalben findet. Dieser Einwurf kann hier unter Hinweis auf das S. 138 über die Piëzokontaktmetamorphose Gesagte leicht entkräftet werden, wo die für die letztere Auffassung in Betracht kommenden Gesichtspunkte zusammengestellt sind.

Fazies der kristallinischen Schiefer. Betrachtet man all das, was die Geologie als kristallinische Schiefer zusammenfaßt, in den verschiedenen Gebieten genauer, so erkennt man an sich eine weitgehende Verschiedenheit, welche speziell zwei einander entgegengesetzte Typen hervortreten läßt, die allerdings wieder durch Übergänge miteinander verbunden sind. Es ist dabei aber besonders hervorzuheben, daß diese Übergänge die beiden Extreme nicht etwa in einem und demselben Gebiete miteinander verbinden, sondern daß diese räumlich stets scharf voneinander getrennt bleiben. Fast bei jedem Vorkommnis, welches als kristallinische Schieferformation beschrieben wurde, können wir drei Arten „kristallinischer Schiefer“ unterscheiden: 1. normal zusammengesetzte Eruptivgesteine in schieferiger oder schlieriger Ausbildung, 2. metamorphische Gesteine, die man am besten als metamorphische Schiefer abtrennt, und 3. die Mischung aus beiden, in welcher der metamorphische Schiefer vom Eruptivgestein durchflochten ist, die injizierten Schiefer. In Bezug auf das Auftreten dieser drei Arten ist ein Unterschied zwischen den verschiedenen Gebieten der „kristallinischen Schiefer“ nicht vorhanden, wohl aber in Bezug auf den Habitus jeder einzelnen derselben.

Betrachten wir zunächst nur das Verhältnis der beiden ersten Gruppen, da sich die dritte aus diesen beiden ergibt, so beobachten wir, daß die parallel struierten, unveränderten Eruptivgesteine, welche meist Granite sind, in unsern Mittelgebirgen in der Hauptsache Struktur und Zusammensetzung normaler Granite haben oder vielleicht durch Aufnahme schieferiger Gesteine in ihrem Bestand etwas modifiziert sind. Ihnen gegenüber stehen die entsprechenden Gesteine der Zentralalpen wie die Kernmassive der Faltengebirge überhaupt; hier erscheint die Parallelstruktur

in erster Linie als Folge der Piëzokristallisation, und die betreffenden Vorkommnisse zeigen in Struktur und mineralischer Zusammensetzung deutlich die Wirkungen des Druckes. Man kann also beim „Gneis“ unterscheiden zwischen einer normalen und einer alpinen Fazies, welche sich in ihren Endgliedern als einander durchaus fremdartige Bildungen charakterisieren.

Nun ist es des ferneren bezeichnend, daß dieser entgegengesetzten Fazies des „Gneises“ auch entgegengesetzte der metamorphischen Schiefer entsprechen, und zwar gebunden je an eine der beiden Gruppen des Gneises: die alpine Fazies derselben zeigt die Erscheinungen der Piëzokontaktmetamorphose, jene kristallinischen Schiefer aber, welche mit der normalen Fazies der „Gneise“ zusammen vorkommen, haben in mehr oder minder hervortretendem Maße die Zusammensetzung normaler Kontaktgesteine. Und wieder in andern Gebieten trifft man Vorkommnisse, in welchen der „Gneis“ sowohl als die metamorphischen Schiefer einen gewissermaßen intermediären Charakter an sich tragen.

Wenn nun die Theorie des Dynamometamorphismus versucht, diese verschiedene Fazies als verschiedene Tiefenstufen der dynamometamorphen Umwandlung zu charakterisieren, so ist demgegenüber zunächst zu betonen, daß über die Tiefe, in welcher eine derartige Umwandlung vor sich ging, überhaupt nichts bekannt ist, daß es sich also hier um eine rein hypothetische Voraussetzung handelt, die in den tatsächlichen Beobachtungen nicht begründet ist. Aber diese Voraussetzung läßt sich direkt als irrig nachweisen. Man darf doch wohl annehmen, daß die durch den Gebirgsdruck bewirkte Umkristallisation der Gesteine, welche der Dynamometamorphismus für bewiesen hält, in einem und demselben Gebiet nicht ausschließlich in einer bestimmten Rindentiefe gewirkt hat — in den alpinen Vorkommnissen also vielleicht nur in den höheren, in den sonstigen nur in den tiefer gelegenen Partien der Erdkruste —, sondern daß tiefere und weniger tiefe Lagen gleichzeitig und in annähernd gleichem Maß in jedem der Gebiete dem Seitendruck ausgesetzt waren. Dann aber ist die räumlich so vollkommene Trennung der beiden Arten der Umwandlung keineswegs zu erklären. Man müßte zum mindesten erwarten, daß die normale Fazies der kristallinischen Schiefer irgendwo wenigstens in den höheren Horizonten in die alpine überginge. Das aber ist, wie schon oben bemerkt, nirgends der Fall; bei beiden folgen übereinander Serien, welche weniger und weniger intensiv verändert sind, aber nirgends haben wir in vertikaler Richtung irgend einen Übergang in der Entwicklung der Fazies.

Es werden von jener Seite drei Tiefenstufen unterschieden: 1. die oberste mit relativ niederer Temperatur und schwachem hydrostatischem Druck wegen der geringen Mächtigkeit der überlagernden Schichten, dagegen starkem Seitendruck unter der Wirkung gebirgsbildender Prozesse; die Umformung ist vorherrschend mechanisch mit wenig Neukristallisationen, und

diese sind besonders wasserreich und von möglichst kleinem Volumen. Sie entspricht der äußeren Zone der Piëzokontaktmetamorphose mit ihren Phylliten, Serizitschiefern etc. 2. Die mittlere Zone mit höherer Temperatur; daher trifft man hier weniger mechanische Strukturen, aber völlige Umkristallisation unter Bildung spezifisch schwerer und mäßig wasserreicher Mineralien. Sie entspricht etwa der inneren Zone der Piëzokontaktmetamorphose. 3. Die tiefste Zone, in welcher vor allem die Wirkung der erhöhten Temperatur in Betracht kommt, deren Produkte daher mit den normalen Kontaktgesteinen übereinstimmen. Den tatsächlichen Verhältnissen entspricht nur die Deutung, welche hier den drei „Tiefenstufen" gegeben wurde, welche daher auch nicht als Tiefenstufen bezeichnet werden können, und deren Abtrennung nur in dem Unterschied der alpinen Fazies der kristallinischen Schiefer von dem normalen und schließlich in dem Gegensatz der Piëzokontaktmetamorphose zur gewöhnlichen Kontaktmetamorphose begründet ist.

Zusammenfassung der Erscheinungen. Die Verhältnisse lassen sich an dem wichtigsten Beispiel, welches die Dynamometamorphose aufweisen kann, an den Vorkommnissen der Zentralalpen, in folgender Weise charakterisieren: Die zentralalpinen Gneise — Zentralgneise, Protogine etc. — sind in der Hauptsache granitische Gesteine, welche sowohl durch eine Reihe von Nebengemengteilen als auch durch charakteristische Erscheinungen ihrer Struktur von normalen Graniten sich unterscheiden. Sie befinden sich im Kontakt mit einer Schieferhülle, deren Alter in einzelnen Vorkommnissen durch Fossilfunde als jurassisch nachgewiesen werden kann, deren hauptsächliche Gesteine in den verschiedenen Teilen der Alpen außerordentlich verschieden sind, die jedoch das eine miteinander gemeinsam haben, daß die normalen Kontaktmineralien mehr oder minder vollständig fehlen. Die Verbindung aber zwischen dem Eruptivgestein und den umgebenden Gesteinen der Schieferhülle ist eine derartige, daß nur ein primärer Eruptivkontakt, nicht ein sekundärer mechanischer Kontakt alle Erscheinungen zu erklären im stande ist. Mit andern Worten: diese gneisartigen Granite befinden sich noch innerhalb der Schieferhülle, in welcher sie zur Verfestigung gekommen sind; sie sind nicht archäisch, sondern sicher jünger als die Sedimente, welche sie umgeben, da sie in schmelzflüssigem Zustand in dieselben eingedrungen sind.

Die Ursache solch bedeutender Massenergüsse, wie sie somit in der ganzen Zentralkette der Alpen in verhältnismäßig jungen geologischen Perioden angenommen werden müssen, kann aber doch wohl nur in bedeutenden Dislokationen gesucht werden, die in einem Zeitraum besonders gewaltiger

alpiner Faltungen eingetreten sind, welche das schmelzflüssige Magma der Tiefe zwischen den zusammengestauten Schiefern emporpreßten, wo es unter der fortdauernden Wirkung der gebirgsfaltenden Prozesse und der durch diese hervorgebrachten ungewöhnlich bedeutenden Spannung der Kristallisation anheimfiel, während gleichzeitig die von dem Magma abgegebenen Mineralbildner die erschütterten Nebengesteine auf weite Entfernungen durchtränkten und so die Ursache molekularer Umlagerungen wurden, welche eben infolge des ungewöhnlich hohen Druckes auch zu ungewöhnlichen Mineralkombinationen führen mußten.

Diese Art der Betrachtung erklärt nicht nur die verschiedenen Formen des geologischen Auftretens der zentralalpinen „Gneise" und die petrographischen Erscheinungen, welche wir in diesen beobachten, sondern ebenso auch die Erscheinung, daß fast überall, wo „kristallinische Schiefer" im Bereich der Alpen auftreten, auch die Nachbarschaft des gneisartigen Granites nachgewiesen werden kann, wie auch im allgemeinen die Kristallinität der Schiefer mit der Entfernung vom „Gneis" geringer wird, selbst wenn, wie dies in den Niederen Tauern sich überzeugend nachweisen läßt, die weiter entfernten Gesteine sehr viel stärkere Dislokationen erlitten haben. Dort sehen wir, wie die den Zentralgranit direkt überlagernden rein kristallinischen Chloritoidschiefer mit ihren stellenweise prächtig erhaltenen Pflanzenresten in weiterer Entfernung von gemeinen Tonschiefern abgelöst werden, welche intensiv gefaltet, gefältelt und oft transversal geschiefert sind, in denen die Pflanzenreste zu undeutlichen Streifen ausgewalzt sind, ohne daß gleichzeitig die Natur des Sedimentgesteins durch molekulare Umwandlungen verwischt worden wäre.

Die Struktur der „dynamometamorph" umgewandelten Sedimente ist, auch nach Rosenbusch, von der Struktur der Kontaktgesteine nicht zu unterscheiden, die Erfüllung mit Einschlüssen, die gewundene, der ursprünglichen Schichtung parallele Anordnung derselben ist in beiden Fällen durchaus dieselbe; dazu kommt, daß die scharfe Abgrenzung der Schichten sowie das gröbere klastische Material auch bei der dynamometamorphen Umwandlung erhalten bleiben, daß sich am Kontakt zwischen Zentralgranit und Kalk Zwischenbildungen analoger Art einstellen, wie man dies am normalen Eruptivkontakt gegen Kalkstein z. B. im Monzonigebiet, im Becken von Kristiania und anderwärts zu finden gewohnt ist. Außerdem beobachtet man in den Gesteinen der zentralalpinen Schieferhülle als allgemein verbreitete Neubildung den Turmalin, dessen langnadlige Kristalle häufig quer zur Schichtung eingelagert die bandförmige Anordnung der Einschlüsse wie die übrigen Bestandteile aufweisen. Sehr bemerkenswert ist, daß nicht wenige dieser Gesteine der Schieferhülle keine Spur einer mechanischen Beeinflussung zeigen, daß weder die Glimmerblättchen gebogen noch die Turmalinkristalle gebrochen sind, und das selbst in Gesteinen, welche äußerlich auf das intensivste gefältelt erscheinen. Zur Erklärung dieses eigenartigen Phänomens, daß Mineralien, welche ihre Entstehung der Gebirgsfaltung verdanken sollen, keine Spur einer Formveränderung durch diese erlitten haben, hat Rosenbusch den Satz aufgestellt, daß kein Körper durch dieselben Kräfte zerstört werden kann, welche ihn gebildet haben. Irgend ein Grund, weshalb ein durch Dynamometamorphose entstandener Kristall sich dem Druck

gegenüber anders verhalten soll als ein zweiter derselben Substanz, welcher unter andern Verhältnissen gebildet wurde, ist freilich nicht einzusehen, jener Satz somit als physikalisch unbegründet durchaus zu verwerfen.

Alles in allem betrachtet weisen die geologischen wie die petrographischen Erscheinungen der „kristallinischen Schiefer" der Zentralalpen auf einen innigen Zusammenhang zwischen der eruptiven Entstehung des Zentralgranites und der von diesem ausgehenden kontaktmetamorphen Umwandlung der Nebengesteine hin, welche sich infolge der durch die Gebirgsfaltung selbst hervorgebrachten allgemeinen Erschütterung des Gefüges auf ungewöhnlich weite Entfernungen vom Zentralmassiv verfolgen läßt, so daß die Ausdehnung der Kontaktzonen um die mächtigeren alpinen Massive oft den doppelten Betrag des Normalen überschreitet. In zahlreichen Fällen aber trifft man auch in diesen bedeutenden Entfernungen noch die sichersten Anzeichen der vulkanischen Tätigkeit in Abzweigungen aplitischer Gänge, welche doch wohl ihre kristallinische Beschaffenheit nur in denjenigen Zonen angenommen haben können, in welchen die Durchwärmung des Nebengesteins eine langsame Abkühlung gestattete.

Die Wirksamkeit mächtigen Gebirgsdruckes spricht sich in der Beschaffenheit der sämtlichen kristallinischen Schiefergesteine der Alpen auf das deutlichste aus; die Verbindung aber, in welcher all diese Gesteine mit unzweifelhaft eruptiven Bildungen auftreten, legt es nahe, in diesem letzteren Zusammenhang in erster Linie die Ursache der abweichenden Erscheinungsformen zu suchen. Die Gewalt der gebirgsbildenden Prozesse wirkte erschütternd auf die Gesteine ein, preßte das Magma der Tiefe in die gelockerten Schichten empor und bewirkte eine Modifikation der gesamten physikalischen Bedingungen während der Gesteinsverfestigung und ihrer Folgeerscheinungen, welche als Piëzokristallisation zu bezeichnen ist.

Die Gneisbeschaffenheit der Granite, die abweichenden Nebengemengteile derselben werden dadurch zu primären Eigenschaften dieser Eruptivkörper, die, nach der Gleichartigkeit ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer mineralischen und strukturellen Beschaffenheit zu schließen, in der ganzen Kette der Alpen nicht sehr verschiedenen, jedenfalls aber verhältnismäßig geringen geologischen Alters sind. Daß dann später die in erster Linie zertrümmernd wirkenden Prozesse der Dynamo-

metamorphose diese von vornherein eigenartigen Gesteine weiter beeinflußt haben, ist in zahlreichen Vorkommnissen sicher nachweisbar, in zahlreichen andern durch den mikroskopischen Befund der Gesteine aber ausgeschlossen, da diese auch nicht die Spur einer Trümmerstruktur aufweisen. Jedenfalls ist die Theorie der allgemeinen molekularen Gesteinsumwandlung durch einfache Dynamometamorphose bei den alpinen kristallinischen Schiefern nicht aufrecht zu erhalten.

Betrachten wir andere, außerhalb mächtiger Faltengebirge liegende Vorkommnisse kristallinischer Schiefer, so finden wir eine außerordentlich wechselnde Beschaffenheit der Gneise, welche bald die Erscheinungen der Piëzokristallisation deutlich erkennen lassen, bald aber keine Spur einer besondern physikalischen Beeinflussung aufweisen. Man beobachtet die mehr oder minder vollständig parallele Anordnung der Glimmerblättchen nicht selten in Gesteinen, welche in ihrem übrigen Bestand wie in ihrer Struktur durchaus normale Granite sind. Die Erscheinung hat ihren Grund in einer Art von Fluidalstruktur oder in der Bildung von Schlieren, welch letztere namentlich dort hervortreten, wo in den Randzonen der Massive bedeutendere Mengen von Schiefermaterial aufgelöst wurden. Bei diesen kann von einer dynamometamorphischen Umbildung bei jedem Mangel der mechanischen Strukturen keine Rede sein, ebensowenig wie bei den ungemein stark gefältelten Kordiëritgneisen des Bayrischen Waldes, welche aus parallelen, gewundenen Lagen von abwechselndem Charakter aufgebaut sind, in welchen Bänder von der Zusammensetzung der normalsten Kontaktgesteine, der Kordiërithornfelse, wechsellagern mit solchen von granitisch-aplitischer Beschaffenheit, welch letztere sich namentlich an Sätteln und Mulden der Schichtenbiegungen zu bedeutenderen Massen aufstauen, häufig genug auch die Schiefer zerreißen und quer durch sie hindurch brechen, dabei aber ebenso wie die Hornfelse von jeder inneren Verbiegung der Gemengteile bewahrt blieben. Die Kordiëritgneise des Bayrischen Waldes sind normale injizierte Schiefer ohne jede Spur mechanischer Einwirkung am Kontakt mit ebenso normalen granitischen Gesteinen.

Man wendet gern gegen die hier gegebene Ausdehnung des Kontaktmetamorphismus ein, daß in normalen Kontaktzonen sich die Umwandlung auf verhältnismäßig untergeordnete Gesteinspartien beschränkt, denen gegenüber die „kristallinischen Schiefer“ ungemein viel bedeutender sind. Die

Mächtigkeit der „kristallinischen Schieferformation" ist in den verschiedenen Gebieten eine sehr wechselnde; nehmen wir aber selbst die größten Maße von 50—60 *km* als richtig für dieselben an, so ergibt die kritische Betrachtung der gesamten Komplexe zunächst das Resultat, daß das für einheitlich angesehene Schichtensystem sich aus sehr verschiedenartigen Bildungen zusammensetzt. Folgende Kartenskizze (Fig. 69) z. B. gibt ein Bild eines Teiles der sog. „herzynischen Gneisformation" des Bayrischen Waldes, deren Mächtigkeit hier unter Berücksichtigung des Einfallens der Schichten ca 12—15 *km* beträgt. Legen wir ein Profil durch dieses Gebiet, z. B. bei Zwiesel, so durchschneidet dasselbe neben zahlreichen kleinen Partien von echtem, richtungslosem Granit mindestens zehn bedeutendere, deren Mächtigkeit zusammen 5 *km* sicher übersteigt. Wir müssen von der Gesamtmächtigkeit des Komplexes also zunächst diese 5 *km* abziehen. Andernteils weisen die massenhaften Granitputzen darauf hin, daß unter dem ganzen Gebiet in der Tiefe ein mächtiges Granitmassiv vorhanden ist, dessen Ausläufer allein in den wenig bedeutenden Granitlagern von der Erosion freigelegt sind. Aber nicht nur in größeren und kleineren Putzen ist Granit hier allenthalben vorhanden, auch im kleinen als Injektion der Schiefer durchtränkt er das ganze Gebiet, so daß die Ausdehnung der umgewandelten Zone über 15 *km* quer zum Streichen gemessen nur eine scheinbare ist, während die sämtlichen Gesteine sich vielmehr in innigster Berührung mit dem granitischen Material selbst befinden. Gegen Norden, bei Eisenstein, hört diese Granitimprägnation im allgemeinen auf, und man bezeichnet diese Zone, in der nur noch einzelne Granitputzen sich finden, als Glimmerschiefer, welche in wieder weiterer Entfernung in Phyllite übergehen. Mit der Entfernung von dem vulkanischen Herd wird auch die Faltung und Verbiegung der Schichten geringer, und die sog. Phyllite sind nur noch ganz fein gefältelt, eine Erscheinung, welche man indes allenthalben beobachtet.



Gneis Granit Glimmersch. Pfahl

Fig. 69. Das Gneisgebiet des inneren Bayrischen Waldes.

Wenn man also die ungeheure Mächtigkeit der kristallinischen Schieferformation der Anschauung von der kontaktmetamorphen Entstehung gegenüberstellt, so darf man doch wohl von jener Mächtigkeit in erster Linie dasjenige Gestein subtrahieren, welches die Kontaktmetamorphose hervorgebracht hat, d. h. der größte Teil der Gneise zählt bei diesen Berechnungen nicht mit. Man

muß andernteils berücksichtigen, daß überall, wo zahlreiche Eruptivstöcke von geringer Ausdehnung, aber einheitlichem Charakter vorhanden sind, es sich nur um die Ausläufer einer größeren Masse handeln kann, welche in der Tiefe verborgen ist.

Der Unterschied zwischen Kontaktmetamorphismus und Regionalmetamorphismus, der von jeher in der Geologie so besonders betont wurde, verliert durch diese Betrachtungen viel von seiner Bedeutung. Es mag noch hinzugefügt werden, daß die charakteristischsten Vorkommnisse, welche wir in Kontaktzonen beobachten, als Knotenschiefer, Garbenschiefer, Chiastolithschiefer sich im Gebiet der kristallinischen Schiefer unserer Mittelgebirge wiederholen, Erscheinungen, die zusammengenommen mit der Identität der Struktur und mineralischen Zusammensetzung zwischen zahlreichen kristallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen einen Hinweis auf die Analogie der umwandelnden Prozesse gestatten. Wenn man alle jene Gneise, für welche die Hilfsmittel moderner Petrographie den Nachweis eruptiver Entstehung gestatten, zunächst aus der Gneisformation aussonderte, wenn man ferner jene Gesteine davon abtrennte, welche sich als eigentliche injizierte Schiefer zu erkennen geben, und endlich diejenigen, welche einer nachweisbaren Kontaktmetamorphose ihre Entstehung verdanken, so würde es jedenfalls leichter sein, die sonstigen chemisch-geologischen Prozesse zu überblicken, als dies heutzutage der Fall ist, wo all diese zum Teil längst als abweichende Bildungen nachgewiesenen Vorkommnisse von der Geologie weiter als unnützer Ballast in der „Formation der kristallinischen Schiefer" mitgeschleppt werden.

Überblicken wir ferner die Gesamtheit der Verhältnisse noch unter dem Gesichtspunkte der Stübelschen Vulkantheorie, so ergibt sich zunächst für die Betrachtungen über die ursprüngliche Erstarrungskruste und die ältesten Sedimente, daß wir diese überhaupt nie kennen lernen werden, da sie tausendfach von vulkanischer Tätigkeit zerrissen, von vulkanischen Massen überlagert und wieder resorbiert wurden und jedenfalls in solcher Tiefe begraben liegen, daß die unbedeutenden Aufschlüsse, welche in unserer Erdkruste vorhanden sind, dieselben lange nicht erreichen. Verfolgen wir den Charakter der Sedimente, die Organisation der Lebewesen vom Kambrium bis zur Jetztzeit, so geht aus diesen Beobachtungen des ferneren manch wichtiges Resultat hervor, das gegen die Annahme eines besonders hohen Alters der kristallinischen Schiefer spricht. Seit jenen entlegenen Zeiten sind die Verhältnisse der Erdoberfläche in großen Zügen dieselben geblieben; wir haben schon in den ältesten geologischen Perioden die Scheidung des Klimas und somit nur eine höchstens sehr geringe Einwirkung des „unterirdischen Feuers"

auf die Verhältnisse der Oberfläche, d. h. die Erdkruste hatte in jenen Zeiten schon eine recht bedeutende Dicke. Es gingen der kambrischen Formation lange Perioden in der Entwicklung der Erde voraus, in welchen die Möglichkeit für organisches Leben an der Oberfläche gegeben sein mußte; denn zur Zeit des Kambriums war die Erdoberfläche klimatisch nahezu im gleichen Stadium angelangt, in dem sie sich heute noch befindet.

Und auch der Widerstreit zwischen eruptiver und sedimentärer Bildung hatte schon lange geologische Perioden hindurch die Oberfläche der Erde beherrscht, bevor die ältesten uns bekannten Gesteine gebildet wurden. Bedeutende Schichtensysteme waren über der ersten Erstarrungskruste der Erde abgelagert und von eruptiven Massen allenthalben zerrissen, durchtränkt und umgewandelt worden, und aus ihrem Schutt waren neue Schichtensysteme entstanden. Auch jene ausgedehnten ältesten Intrusionen hatten die Sedimente in analoger Weise, wohl nur in sehr viel bedeutenderer Ausdehnung umgewandelt wie die späteren, und so finden wir schon in den ältesten klastischen Ablagerungen die Fragmente der urältesten Bildungen mit denselben Charakteren, welche unsern kristallinischen Schiefern eigen sind.

Ein zwingender Grund, daß Rollstücke kristallinischer Schiefer, welche in Sedimentgesteinen nachweisbar sind, gerade aus den an Ort und Stelle jetzt die letzteren unterlagernden „kristallinischen Schiefern“ stammen, daß somit diese zur Zeit der Bildung der Sedimente schon ihren heutigen Zustand besaßen, ist nicht vorhanden. So trifft man z. B. in gewissen umgewandelten Sedimenten der Zentralalpen Gerölle von „Gneis“ und hat aus dem Vorhandensein derselben geschlossen, daß sich die betreffenden Schichten nach und auf dem gneisartigen Granit der Zentralzone gebildet haben, ohne sich auch nur Mühe zu geben, die tatsächliche Identität der beiden Arten von „Gneis“ genauer petrographisch zu begründen. Daß jene Schichtgesteine auf einem Fundament sich abgesetzt haben, wird wohl niemand bezweifeln; daß gneisartige Gesteine an demselben teilgenommen haben, ist zum mindesten sehr wahrscheinlich; daß aber der gneisartige Granit jünger ist als die Schiefer, welche er durchbrochen und emporgehoben hat, läßt sich mit diesen Funden nicht widerlegen. Gesteine von der chemischen Zusammensetzung von Tonschiefern und Sandsteinen, wie wir sie in jenem Gebiet beobachten, setzen die Verwitterung und Denudation eines Granit- oder Gneisgebietes ebenso sicher voraus als jene Gerölle; sowenig aber aus dem Auftreten eines Sandsteins oder einer Arkose im Hangenden eines Granites schlechtweg der Schluß gezogen werden darf, daß jene aus der Zertrümmerung des letzteren hervorgingen, so wenig sind jene Gerölle als Beweisobjekte zu gebrauchen, zumal alle petrographischen Eigenschaften der zentralalpinen Granite gegen ihr höheres geologisches Alter sprechen.

Um schließlich die Resultate all dieser Betrachtungen zusammenzufassen, so ergibt sich:

1. Die Formation der kristallinischen Schiefer ist keine Formation in geologischem Sinne, denn es haben Gesteine von nachweisbar jüngerer bis sehr junger Entstehung alle petrographischen Eigenschaften „echter“ kristallinischer Schiefer. Die

petrographische Erscheinungsform, welche das einzige Zusammenhaltende in der sog. archäischen Formation ist, gibt somit keinen Anhaltspunkt für die geologische Altersbestimmung. Was man heutzutage als „ältere oder echte kristallinische Schiefer“ in der archäischen Formation zusammenfaßt, kann ein beliebiges geologisches Alter haben; gemeinsam ist all diesen Vorkommnissen nur, daß zufällig noch keine bestimmbaren Fossilien darin gefunden wurden, der einzige Unterschied, welcher sie von den „jüngeren kristallinischen Schiefern“ trennt.

2. Die Formation der kristallinischen Schiefer ist auch keine Formation in petrographischem Sinne, denn ihre Gesteine haben die allerverschiedenartigste Entstehung und sind teils Sedimente teils Eruptivgesteine.

3. Die kristallinischen Schiefer sind auch nicht schlechtweg metamorphische Gesteine, denn es sind unter denselben hervorragende Glieder, welche keine Metamorphose erlitten haben.

4. Sehr viele und ausgedehnte Gebiete von kristallinischen Schiefern sind aus eruptiven und kontaktmetamorphischen Gesteinen von sehr verschiedenem geologischen Alter aufgebaut. Diese müssen zunächst abgeschieden werden und statt mit den Namen Gneis, Glimmerschiefer etc., welche falsche Vorstellungen über ihre Altersbeziehungen erwecken, mit denjenigen Namen bezeichnet werden, welche ihnen zukommen. Erst nach dieser Trennung ist die Möglichkeit vorhanden, eine Übersicht über die genetischen Verhältnisse etwaiger „echter kristallinischer Schiefer“ zu geben.

5. Geologische Dislokationen wirken in erster Linie zertrümmernd auf die Bestandteile der Gesteine ein; ob dieselben auch zu molekularen Umlagerungen Anlaß geben können, läßt sich mit Sicherheit nicht entscheiden. Die meisten heutigen Erfahrungen sprechen entschieden dagegen.

6. Die Theorie der Dynamometamorphose hält einer kritischen Betrachtung ebensowenig stand wie jene von der primitiven Bildung der kristallinischen Schiefer, der Diagenese, des plutonischen und des hydrochemischen Regionalmetamorphismus.

7. Die ältesten fossilführenden Ablagerungen, welche wir kennen, haben sich unter Verhältnissen gebildet, welche von den heute noch herrschenden höchstens in sehr geringem

Maße verschieden waren. Die kambrischen Schichten stehen somit der „Urzeit“ unserer Erde viel ferner, als man im allgemeinen in der Geologie anzunehmen pflegt, und lange Reihen echt sedimentärer Bildungen müssen denselben vorausgegangen sein, deren Spuren uns aber bis heute so wenig zugänglich geworden sind wie jene noch viel älteren chemischen Niederschläge, die dem noch heißen Weltmeer ihre Entstehung verdanken.

X. Absonderung und Struktur.

Literatur.

F. Berwerth, Mikroskopische Strukturbilder der Massengesteine, Wien 1895—1900. J. P. Iddings, The cristallization of igneous rocks: Bull. phil. soc. Washington XI (1889) 65. A. Michel-Lévy, Structure et classification des roches éruptives, Paris 1889. H. Rosenbusch, Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen: Neues Jahrb. Mineral. 1882 II 11. Ders., Über Struktur und Classifikation bei Eruptivgesteinen: Tscherm. min. petr. Mitt. XII (1891) 351. A. Sauer, Mikroskopische Strukturbilder wichtiger Gesteinstypen, Stuttgart 1906. H. C. Sorby, On the microscopical structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks: Quart. journ. geol. soc. XIV (1858) 453. F. Zirkel, Mikroskopische Struktur der Gesteine: Pogg. Ann. CXIX (1863) 288.

Allgemeine Erscheinungsform der Gesteine. Die äußere Erscheinungsform der Gesteine, welche die Konfiguration der Erdoberfläche bedingt, ist in erster Linie in der Absonderung und Struktur der Gesteine begründet. Die Absonderungsflächen, welche bald völlig offen bald im frischen Gestein kaum wahrnehmbar den Gesteinskörper in einzelne Teile zerlegen, bieten den Agentien der Verwitterung die Angriffspunkte dar, von denen aus diese zerstörend in das Innere des Gesteins eingreifen, und das Maß und die Schnelligkeit dieser Zerstörung ist in erster Linie abhängig von der Struktur und der Regelmäßigkeit der Absonderung des Gesteins selbst.

Allerdings wird das Relief der Oberfläche nicht ausschließlich von diesen Faktoren hervorgebracht, sondern es sind außerdem die verschiedenen Verwitterungsbezirke hierbei von großer Bedeutung. Ein und dasselbe Gestein kann in verschieden gearteten klimatischen Zonen recht verschiedene Außenformen annehmen. Körnige Eruptivgesteine, welche verhältnismäßig leicht einer chemischen Verwitterung anheimfallen und durch partielle Lösung in Grus verwandelt werden, liefern in jenen Bezirken,



Fig. 70. Gerundete Formen des richtungslosen Granits im Mittelgebirge mit Blockmeer. Große Schneegrube im Riesengebirge. (Phot. H. Eckert, Prag.)

in welchen die chemische Verwitterung vorherrscht, rundliche, sanfte Bergformen mit flachen Böschungen, wie dies z. B. die normale Erscheinungsform des Granites in feuchtem, gemäßigtem oder warmem Klima ist (Fig. 70). Aber ganz anders erscheint dasselbe Gestein in der Wüste, wo es häufig in vertikalen Mauern (Fig. 71) emporragt und ein großartiges Bild



Fig. 71. Granitwände des Sinai. (Nach v. Lendenfeld.)

darbietet. Ähnlich ist der Unterschied bei tonig-mergeligen Sedimenten, bei Sandsteinen etc., die in feuchtem Klima leicht desaggregiert werden, daher sehr häufig kaum an die Oberfläche treten, in der Wüste aber die grotesken Gebirgsszenerien mit ihren Zeugen- und Tafelbergen (Fig. 38 S. 93) bedingen.

Wieder andere Gesteine, welche keine regelmäßige Absonderung und recht dichte Beschaffenheit zeigen, in erster Linie der Serpentin (Fig. 72) und die Riffkalke und Riffdolomite (Fig. 41 S. 95), Quarzriffe (Fig. 42 S. 95) etc. haben unter allen Verhältnissen die Tendenz, in schroff emporragenden Felsmassen aus ihrer Umgebung hervorzutreten, und ihre Erscheinung



Fig. 72. Serpentinstock der Goslerwand. Großvenediger-Gebiet.

ist fast überall im Relief der Oberfläche deutlich. Aber nicht nur derartig verbandfeste und wenig gegliederte Gesteine steigen in schroffen Formen empor; diese sind vielmehr mindestens in ebensolchem Maße charakteristisch für wenig geschichtete, lockere Ablagerungen von geringer Korngröße, wobei allerdings die Zerstörung des Gebirges rasch fortschreitet. Hierfür liefern die Abhänge des Apennins, die Kreideküsten der Ostsee und Nordsee und die tibetanischen Lößberge (Fig. 73) ebenso charakteristische Beispiele wie die sog. Erdpyramiden (Fig. 47 S. 106), welche in lockerem Glazial- oder Gehängeschutt auftreten.

Betrachtet man des ferneren die Erscheinungsform von Gesteinen, welche durch deutlichere Absonderung ausgezeichnet sind, so ergeben sich stets enge Beziehungen zwischen diesen



Fig. 73. Lößberge in Tibet.

und den Formen der Gebirge. Die gerundeten Formen des normalen, meist in horizontaler Richtung wenig abgesonderten



Fig. 74. Zackige Formen von schieferigem Granit (Protogin) im Hochgebirge. Aiguilles des Charmoz et de Trélaporte. (Phot. Wehrli, Zürich.)

Granites machen schroffen Graten und Zacken Platz, wenn das Gestein eine vollkommenere und dann meist sehr steil stehende

Schieferung annimmt (Fig. 74 S. 189); ähnlich scharf gegliederte Formen trifft man hin und wieder in den verschiedensten Schichtgesteinen, deren Schichten steil gestellt sind, während bei mehr horizontaler Lagerung sich breite Rücken ergeben, die oft von tief eingeschnittenen Rinnen nach Art der Cañons durchsetzt werden (Fig. 39 S. 93).

Absonderung der Gesteine. Als Absonderung im weiteren Sinn bezeichnet man alle Richtungen in Gesteinen, in welchen diese leichter zerlegt werden können als in andern. In diesem Sinne gehören zu den Absonderungsflächen auch die Schichtung



Fig. 75. Schalige Absonderung eines Granitlakkolithen. Flossenbürg bei Weiden, Oberpfalz.

und Schieferung der Sedimentgesteine ebenso wie die im frischen Gestein — wenigstens für das nicht geübte Auge — überhaupt nicht wahrnehmbaren Spaltungsflächen zahlreicher Eruptivgesteine, welche der Steinmetz als die Gare oder das Lager bezeichnet, das selbst in den scheinbar völlig richtungslosen Gesteinen das Herausspalten von Quadern mit verhältnismäßig ebenen Flächen gestattet. Während die letztere Art der Absonderung erst bei der Verwitterung der betreffenden Gesteine deutlich hervortritt, wie dies Fig. 33 S. 89 und Fig. 37 S. 91 zeigen, treten andere auch in den frischesten Gesteinen deutlich hervor und charakterisieren sich als Zerreißungsflächen, welche

sich bei Eruptivgesteinen hauptsächlich im Stadium der Erkaltung durch innere Kontraktion entwickeln.

Die Bildung derartiger Absonderungsflächen muß in einzelnen Fällen mit besonderer Gewalt vor sich gegangen sein, denn es sind dabei auch die härtesten und nicht spaltbaren Gesteinsgemengteile, z. B. Quarz oder Olivin, glatt durchgerissen, und die beiden Teile sitzen dann in den gegenüberliegenden Partien der Zerreißungskluft. Die verbreitetste unter diesen Erscheinungen der Eruptivgesteine ist die plattige Absonderung, welche vorherrschend bei kieselsäurereichen und intermediären Gesteinen aus der Reihe der Granite und der Quarzporphyre sowie der Phonolithe und Andesite hervortritt.



Fig. 76. Plattige Absonderung von Quarzporphyr. Eggental bei Bozen.

Aber auch diese plattige Absonderung selbst ist von zweierlei Art: bei Graniten wie beim normalen Typus plattiger Phonolithe verläuft sie parallel zur Erkaltungsfläche, also in der Hauptsache horizontal, bei gewissen Quarzporphyren etc. steht sie auf der Erkaltungsfläche senkrecht, gewöhnlich also vertikal. Die erstere kann man als sichtbar gewordene Gare bezeichnen, welche auch im frischen Gestein schon deutlich erkennbar ist (Fig. 75) und die bei fortschreitender Verwitterung mehr und mehr zur Auflösung in immer dünnere Platten führt, wie das namentlich bei den als Papierporphyr bezeichneten Phonolithen (Fig. 37 S. 91) der Fall ist. Im Gegensatz dazu steht die Erscheinung der zweiten Gruppe, die auch im frischesten Gestein schon viel charakteristischer als Klüftung (Fig. 76) hervortritt. Die ganze Gesteinsmasse ist dann in mehr oder



Fig. 77. Säulenbasalte am Giants causeway, Nordirland. (Nach F. Toula.)

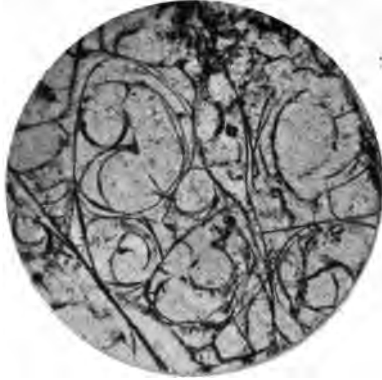
minder gleichmäßige und meist sehr ebene Platten von 1 cm und darüber an Dicke zerrissen, aber die fortschreitende Verwitterung bringt im allgemeinen keine Ablösung noch dünnerer Platten hervor.

Analog zu dieser letzteren, zweifellos auf einer Zerreißung beruhenden Absonderung ist jene in Säulen, welche vor allem bei den basischen Ergußgesteinen Trapp (Fig. 77), Melaphyr und Basalt hervortritt, den kieselsäurereichen aber keineswegs fehlt (z. B. Quarzporphyr von Sigmundskron bei Bozen). Bei der Verwitterung werden solche Säulen in einzelne Teile quergegliedert und



Fig. 78. Schiefwinklige Absonderung von Quarzporphyr. Gipfel des Wolfsteins bei Kosten, Böhmen. (Phot. Eckert, Prag.)

allmählich in zwiebelschalenähnlich abblätternde Kugeln aufgelöst (Fig. 36 S. 91). In wieder andern Fällen laufen die scharf absetzenden Absonderungsflächen nach drei schief aufeinanderstehenden Richtungen und zerlegen das Gestein in schiefwinklig-parallelepipedische Blöcke (Fig. 78).


Fig. 79. Perlitische Absonderung. Perlit, Glashüttental bei Schemnitz, Ungarn.

Glasige Eruptivgesteine zeigen häufiger kugelige Absonderung, beginnend mit perlenähnlichen Gebilden, Perlit (Fig. 79), bis zu faustgroßen Kugeln, Kugelporphyr. Da es sich auch hier um Zerreißungen handelt, sind diese Absonderungsformen auch in den völlig umgewandelten Gesteinen noch erkennbar, in den frischen aber so vollkommen, daß das Gestein mit Leichtigkeit zu einem kugelförmigen Sand zerfällt (Marekanit). Hin und wieder findet man solche dann meist grobkugelige Absonderung auch in deutlicher kristallinisch entwickelten Eruptivgesteinen, z. B. den Melaphyren.

Auch Sedimentgesteine zeigen hin und wieder Absonderungsformen, welche von ihrer Schichtstruktur unabhängig sind. Hierher gehört die parallelepipedische Absonderung des Quadersandsteins, bedingt durch zwei senkrecht zur horizontalen Schichtung stehende Absonderungsflächen von großer Vollkommenheit, welche unter dem Einfluß der Atmosphärilien zur


Fig. 80. Parallelepipedische Absonderung von Quadersandstein. Adersbach in Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)



Fig. 81. Granit von Wondreb, Oberpfalz.

Herausformung der grotesken säuligen Felslandschaften führt, die z. B. die Sächsische Schweiz so anziehend machen (Fig. 80 S. 193).

Manche Arten solcher regelmäßiger Absonderungsformen stehen mit sekundären gebirgsbildenden Kräften in Beziehung; so sind die Gneise des Bayrischen Waldes meist quer zur Schieferung stark zerklüftet; und in einzelnen Vorkommnissen undeutlich schieferiger Granite der Oberpfalz erscheint eine solche durch Neubildung von Biotit wieder ausgeheilte Klüftung in solcher Regelmäßigkeit, daß die Gesteine nach zwei Richtungen schieferig und gebändert erscheinen, wie dies Fig. 81 zeigt, in welcher die sekundäre Klüftung mit ihrem Biotitbelag horizontal verläuft. Ähnlich, nur viel gleichmäßiger in ihrer Ausbildung und ebener in ihrem Verlauf ist die transversale Schieferung (franz. clivage), welche senkrecht zum Gebirgsdruck eintretend die Schichtung der Sedimentgesteine unter beliebigem Winkel durchschneidet und meist eine viel vollkommenere Teilbarkeit der Gesteine bedingt, als das in der Schichtfläche der Fall ist. Man beobachtet diese in Sandsteinen, in besonderer Vollkommenheit aber im Tonschiefer (Fig. 82), der gewöhnlich durch denselben Gebirgsdruck eine



Fig. 82. Transversale Schieferung durchschneidet die etwas gebogenen Schichten von Tonschiefer bei Goslar. (Phot. Dr Baumgärtel.)

hohe Verbandsfestigkeit angenommen hat und dann als Tafelschiefer oder Dachschiefer vielseitige Verwendung findet.

Spröde Gesteine von gleichmäßiger Struktur, wie Quarzit oder Dolomit, werden zu kleinen, scharfeckig umgrenzten, oft recht regelmäßigen Stückchen zerdrückt, die später wieder verkittet, die sog. endogenen (griech. endon, innen) Brekzien (ital. breccia, Bruch) zusammensetzen (Fig. 83). Wenn sich bei der Verwitterung das verkittende Zement leichter wieder herauslöst, so zerfallen solche Gesteine zu einem eckigen Grus, wie es namentlich für zahlreiche Dolomite der Kalkalpenzone bezeichnend ist.

Auch durch Kontaktmetamorphose, und zwar namentlich durch Hitzewirkung können Absonderungen hervorgebracht werden. Hierher gehört die säulige Absonderung gefritteter Sandsteine, gebrannter Tone und halbverkokter Kohlen.

Äußere Strukturformen. Das Aussehen eines Gesteins, sein Habitus (lat. habitus, das Äußere), wird bedingt durch die Ausbildung und Anordnung seiner Bestandteile, soweit sie dem bloßen Auge deutlich sind; man bezeichnet dies als die äußere Struktur. In einzelnen Gesteinen kann man die hauptsächlichen Bestandteile und dann meist auch ihre Anordnung und Ausbildung schon mit bloßem Auge oder unter Anwendung einer schwachen Lupe deutlich erkennen, man bezeichnet sie als makroskopisch phaneromer (griech. phaneros, deutlich; meros, Teil); in andern sieht man mit bloßem Auge den größten Teil des Bestandes nicht, sie sind makroskopisch kryptomer (griech. kryptos, verborgen) oder aphanitisch (griech. aphanizo, mache unsichtbar).

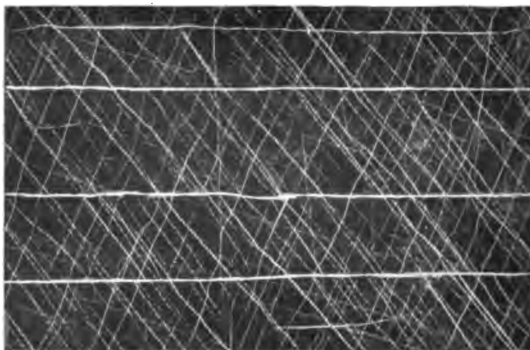


Fig 83. Marmor (Dolomit) von der Saalburg. Geradlinige Adersysteme.

Die Anwendung des Mikroskops gestattet aber in den meisten Fällen auch bei diesen ein Erkennen der einzelnen Komponenten: weitaus die meisten Gesteine sind mikroskopisch phaneromer. Nur in wenigen Fällen gibt auch die mikroskopische Untersuchung keinen Aufschluß: dann nennt man das Gestein adiagnostisch (griech. a, nicht; diagnosis, Unterscheidung). Mit der Vervollkommnung der mikroskopischen Methoden wird die Reihe solcher Gesteine immer kleiner.

Eine wichtige Eigenschaft der Gesteine ist ferner ihre Verbandsfestigkeit, d. h. die Festigkeit der Verbindung der einzelnen Gesteinsgemengteile, welche ihre Widerstandsfähigkeit gegen Druck oder Zug bedingt. Sie gründet sich in kristallinischen Gesteinen auf die mehr oder minder innige Art der Verwachsung der einzelnen Teile; in den nicht kristallinischen ist ihre Ursache häufig zweifellos eine rein mechanische, indem z. B. durch den Gebirgsdruck die einzelnen klastischen Individuen einander so sehr genähert werden, daß die Adhäsion derselben untereinander der Trennung einen bedeutenden Widerstand entgegensetzt. Man unterscheidet lose Gesteine (Sand), lockere (Ton) und feste (Kalkstein). Bei den festen Gesteinen ist dann der Unterschied der Druckfestigkeit für den Techniker von besonderem Interesse.

Wie schon S. 6 ausgeführt, unterscheidet man nach der Ausbildung der hauptsächlichsten Bestandteile kristallinische und klastische Gesteine. Die ersteren trennt man wieder nach der Korngröße in: riesenkörnige, deren Gemengteile Kopfgröße, ja Dimensionen bis zu mehreren Kubikmetern Inhalt aufweisen (Pegmatite), großkörnige mit Individuen von Faustgröße, grobkörnige, deren Körner über einen Kubikzentimeter hinausgehen, mittelkörnige mit Komponenten von mehreren Kubikmillimetern Inhalt, und endlich feinkörnige, deren Korngröße ca 1 Kubikmillimeter erreicht. Dicht nennt man die makroskopisch kryptomeren Gesteine. Weitaus die meisten kristallinischen Gesteine zeigen eine der drei letzteren Ausbildungsformen.

Die einzelnen Kristallkörner berühren sich öfter auf das innigste, die Gesteine erscheinen kompakt; doch sind Gesteine, welche überhaupt keine kapillaren Hohlräume aufweisen, mindestens sehr selten. Wo solche makroskopisch häufig unsichtbaren Hohlräume in größerer Menge vorhanden sind, spricht man von porösen Gesteinen, die dann ein geringeres spezifisches Gewicht haben, luftdurchlässig sind und oft auch Flüssigkeiten ziemlich stark aufsaugen. Zu diesen gehören auch die zuckerkörnigen oder miarolitischen (ital. miarolo, Lokalbezeichnung gewisser Granitarten bei Baveno) Gesteine, deren kleine Hohlräume von Kristallenden ausgekleidet werden.

Zellig oder kavernös sind Gesteine, in welchen eckige Hohlräume meist von größeren Dimensionen vorhanden sind, die oft durch Auslaugung entstanden sind. Blasig und schlackig sind aus dem Schmelzfluß hervorgegangene Bildungen, die infolge des Entweichens der Gase während der Erstarrung runde oder langgestreckte Hohlräume mit gerundeten Wandflächen enthalten; sie werden schaumig genannt, wenn die Gesteinsmasse nur noch ein fein verteiltes Netzwerk bildet (Bimsstein); eine sekundäre Ausfüllung



solcher Hohlräume durch neugebildete Mineralien führt zur Bildung von Mandelsteinen oder Amygdaloïden (griech. amygdale, Mandel).

Die einzelnen Bestandteile zeigen bald beliebige Orientierung und Verteilung, das Gestein hat richtungslose oder Massivstruktur, oder sie reichern sich lagenweise an; solche Gesteine sind gebändert, oder wenn durch parallele Lagerung einzelner Bestandteile eine deutliche Teilbarkeit hervortritt, schieferig.

Die Eruptivgesteine zeigen in normaler Ausbildung den Typus der richtungslosen Beschaffenheit; häufig aber trifft man auch bei ihnen alle Stadien paralleler Strukturen. Die auf magmatischen Spaltungsprozessen beruhende Bänderung gewisser Gabbrogesteine (Fig. 16 S. 53) zeigt alle Erscheinungen normaler Schichtung, und ähnliches trifft man bei zahllosen schlierigen Graniten, welche man als Gneis bezeichnet hat. Derartige schlierige Ausbildung in paralleler Bänderung ist in besonders hervorragendem Maße bei vorherrschend glasig entwickelten Ergußgesteinen (Fig. 84) verbreitet; da sie durch die fließende Bewegung des Magmas entstanden ist, bezeichnet man sie als Fluidal- (lat. fluidus, flüssig) oder Fluktuationsstruktur (lat. fluctuatio, Strömung), welche bald durch lagenweise Anordnung von Pigmenten, wie in Fig. 84, von Blasen, Poren oder Entglasungsprodukten oder endlich von tafeligen Mineralindividuen eine ausgezeichnete Bänderung hervorbringt, die im letzten Fall oft mit einer schieferähnlichen Spaltbarkeit verbunden ist.



Fig. 84. Fluidaler Quarzporphyr von Groß-Umstadt, Odenwald.

Besonders hervorzuheben ist noch die Parallelstruktur, welche die eruptiven Magmen unter der Einwirkung der Piëzokristal-



Fig. 85. Schieferiger Zentralgranit, Val Antrona am Monte Rosa. (1/2 nat. Gr.)

lisation annehmen, und die den gneisartigen Charakter der zentralalpinen Granite bedingt, deren ausgesprochen schiefrigen Charakter Fig. 85 zeigt. Die damit verbundenen Flaser- und Augenstrukturen wurden S. 64 näher charakterisiert.

Daß schieferige Gebilde aus ursprünglich richtungslosen Eruptivgesteinen durch die Kontaktmetamorphose oder durch Prozesse postvulkanischer Zersetzung hervorgehen können, wenn diese während der Wirkung der Faltungsprozesse sich abspielen, wurde gleichfalls schon erwähnt.



Fig. 86. Labradorporphyrit mit tafeligem Plagioklas, Elbingerode, Harz.

Unter den äußeren Strukturformen der Eruptivgesteine ist noch der Gegensatz der gleichmäßig körnigen Gesteine zu den porphyrischen zu besprechen, in denen größere Einsprenglinge aus einer dichten Grundmasse hervortreten (Fig. 86). Man trifft ferner zentrische Strukturen, welche sowohl in körnigen als in glasigen Gesteinen auftreten, in ersteren gewöhnlich in Form konzentrisch schaliger Kugeln mit abwechselnd dunkeln und hellen Lagen (Fig. 87), in letzteren in Form von radialstrahligen Aggregaten den Sphärolithen und Lithophysen (Fig. 88).



Fig. 87. Kugeldiorit von Santa Lucia di Tallano, Korsika. (Phot. Prof. Dr Öbbeke.)

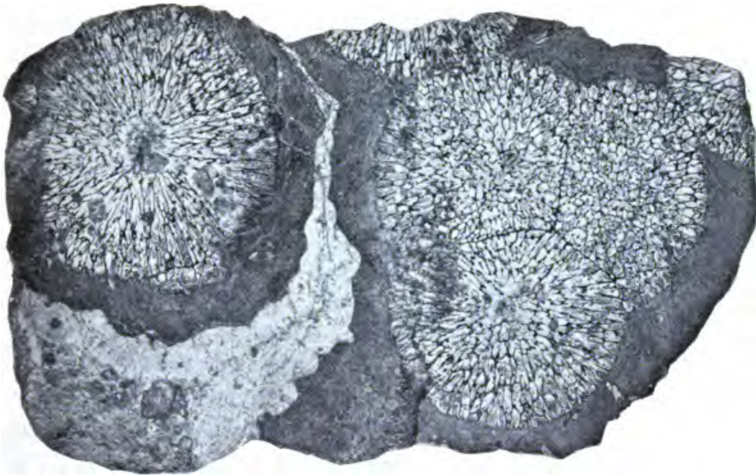


Fig. 88. Quarzporphyr mit Sphärolithen, Curzo auf Korsika. (Phot. Prof. Dr Öbbeke.)

Auch die gesetzmäßige Verwachsung von Quarz und Feldspat, die man als Schriftgranit bezeichnet, tritt öfter schon makroskopisch deutlich hervor (Fig. 89).

Die typische Form der Sedimentgesteine ist die Schicht; dieselben sind also in der Hauptsache geschichtete Gesteine, bald vollkommen bald unvollkommen schiefrig, dünnschiefrig oder dickschiefrig, plattig oder bankig und schließlich manchmal, z. B. in den Riffkalken, ebenso richtungslos und massig wie im normalsten Eruptivgestein. Die der Schichtung parallele echte Schieferung, welche durch einen feinen Belag der Schichtfläche hervorgebracht ist, verläuft seltener eben oder gerade als krumm. Aber diese Unregelmäßigkeit ist keineswegs



Fig. 89. Schriftgranit von Jekaterinburg, Ural.

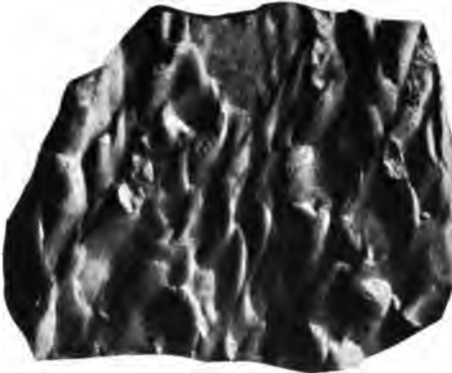


Fig. 90. Wellensandstein, Unterschönmattenwaag, Odenwald. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

stets eine sekundäre Erscheinung, sondern öfter ursprünglich, wie im Wellensandstein (Fig. 90). In andern weitverbreiteten Fällen hat die ursprüngliche Form der Schichten durch Dislokationen und Faltungen mannigfache Veränderungen erlitten, so daß ihre Erscheinung ein sehr mannigfaltiges Bild bietet. Intensive Faltungen und Stauchungen wie in Fig. 91 sind äußerst verbreitet, und man beobachtet dann oft, daß die Schenkel der Sättel und Mulden durch Streckung schmäler geworden sind. An Stellen starker Umbiegung treten namentlich in den nicht tonreichen Gesteinen Querbrüche mannigfacher Art ein, welche teils von plastischem Gesteinsmaterial teils von Neubildungen



Fig. 91. Gefalteter Quartenschiefer, Alpe Puntaiglas, Schweiz.

von Quarz oder Kalkspat erfüllt werden. Durch Stauung entsteht dabei außerdem noch gern eine feine Fältelung, die senkrecht zu der gröberen Faltung verläuft und namentlich in den äußeren Kontaktzonen weit verbreitet ist. Die Sedimentgesteine besitzen zum Teil eine grob klastische Struktur und bestehen vorherrschend aus gröberem Kies, oder die Korngröße ist eine mittlere, wie im Sandstein, oder fein, wie im Tonschiefer. Dicht im eigentlichen Sinne sind die meisten normalen Kalksteine. Kavernöse Ausbildung trifft man namentlich beim

Dolomit, zellige beim Zellenkalk. Eigenartig ist die durchflochtene Struktur gewisser paläozoischer Kramenzelkalke (Kramenzel im Dialekt = Ameise) oder Nierenkalke, in denen der Kalk in kleinen Mandeln von einem Netzwerk von Ton umflasert wird (Fig. 92). Durch Auslaugung des ersteren nehmen sie eine schwammähnlich löcherige Oberfläche an.

Innere Strukturformen. Das beste Bild von den bei der Gesteinsbildung wirksamen chemisch-physikalischen Prozessen geben die inneren Strukturformen, welche die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen an dem Aufbau des Gesteins beteiligten Mineralien umfassen. In manchen Fällen sind diese in ihren Grundzügen zwar schon makroskopisch erkennbar, in jedem Detail aber werden sie stets erst bei genauer mikroskopischer Untersuchung klar und deutlich, und nächst der Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien selbst ist die Beobachtung der inneren Struktur der Gesteine die wichtigste Aufgabe der petrographischen Mikroskopie. Da die Struktur der Gesteine die chemisch-physikalischen Prozesse ihrer Bildung widerspiegelt, kann der Satz aufgestellt werden: Gesteine von gleicher oder analoger Struktur sind unter ähnlichen Bedingungen entstanden, Gesteine von verschiedener Struktur sind verschiedener Entstehung.

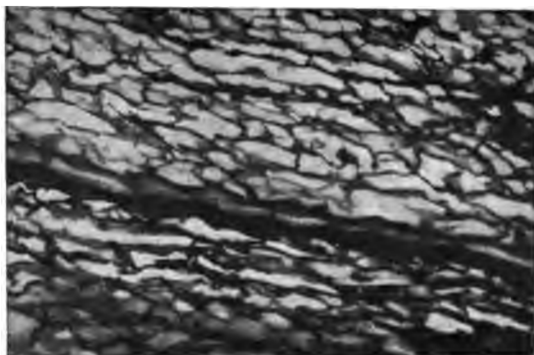


Fig. 92. Nierenkalk, Campaner Tal, Pyrenäen.

Wenn es gelingt, die Beziehungen der inneren Struktur der Gesteine zu den Prozessen ihrer Bildung in jeder Einzelheit klarzulegen, so bedeutet dies den wichtigsten Schritt vorwärts in der Erkenntnis der chemisch-geologischen Prozesse überhaupt. Eine Reihe von Grundzügen dieser Art können schon heute als zweifellose Erfahrungstatsachen gelten.

Zunächst läßt sich feststellen, daß man in der Gesamtheit der Gesteine drei verschiedene Gruppen innerer Strukturen unterscheiden muß, welche in ihrer typischen Ausbildung

einander scharf gegenüberstehen, aber allerdings nicht in allen Fällen mit gleicher Klarheit auseinandergehalten werden können. In zwei von diesen Gruppen sind die Gemengteile weit vorherrschend authigener Natur, es sind kristallinische Gesteine, in der dritten sind sie in der Hauptsache allothigen, klastische oder Sedimentgesteine. Von den beiden kristallinischen Strukturen unterscheidet sich jene der Eruptivgesteine durch die meist vorzüglich erkennbare Reihenfolge der Ausscheidung der einzelnen Mineralien, durch charakteristische, auf dieser Ausscheidungsreihenfolge beruhende Arten der Verbindung der Bestandteile, durch verhältnismäßige Armut der Mineralien an Einschlüssen und durch ausgesprochene Regelmäßigkeit der gesamten Beschaffenheit. Ihr gegenüber steht die höchst unregelmäßige Beschaffenheit der Kontaktgesteine und mit dieser identisch jene der sog. kristallinischen Schiefer, die ungleichmäßige Verteilung und Ausbildung der Mineralien in denselben, ihr Reichtum an Einschlüssen, der Mangel einer bestimmten Ausscheidungsreihenfolge und endlich das häufig recht deutliche Hervortreten von Resten einer anders gearteten ursprünglichen Struktur, welche durch Umkristallisation verdeckt wurde, die sog. Palimpseststruktur (griech. palin, wieder; psao, bestreiche).

Innere Struktur der Eruptivgesteine. Betrachten wir zunächst die Struktur der körnigen Eruptivgesteine, deren Haupttypen auf Taf. II dargestellt sind, so kann eine eingehende Untersuchung derselben es keineswegs zweifelhaft erscheinen lassen, daß die Beweglichkeit des schmelzflüssigen Magmas im Stadium der Kristallisation, wenn auch recht verschieden, so doch immer eine recht bedeutende war. Die Eruptivgesteine sind abgesehen von der durch die magmatischen Spaltungen eintretenden Bildung von Schlieren in der Hauptsache recht homogene, gleichmäßig gemischte Gesteine, und Inhomogenitäten in denselben sind im allgemeinen nicht ursprünglich, sondern die Folge einer Entmischung des Magmas. Die Ausbildung der einzelnen Mineralien läßt erkennen, daß die Beweglichkeit der Moleküle bei der Kristallisation eine recht bedeutende war, sie haben sich daher zu oft recht großen, homogenen Individuen vereinigen können, deren gegenseitige Umgrenzung und sonstige Beziehungen ein klares Bild von dem Verlaufe der Festwerdung des Gesteins darbieten.

Die Ausscheidung der Bestandteile aus dem eruptiven Magma erfolgt nach den Gesetzen der Ausscheidung aus einer gemischten Lösung, und da diese von den äußeren physikalischen Verhältnissen einerseits, von dem gegenseitigen Mengenverhältnis der gelösten Stoffe anderseits abhängig ist, zeigen die Eruptivgesteine recht verschiedenartige, darum aber nicht weniger charakteristische Strukturformen, die, wenn typisch ausgebildet, an sich schon als Beweis gelten können, daß das betr. Vorkommnis tatsächlich eruptiver Entstehung ist.

Wo die Kristallisation eines Gesteins bis zum Schlusse gleichmäßig und ohne Störung der physikalischen Verhältnisse vor sich ging, da erscheint auch die Reihenfolge der Auskristallisation durchaus einheitlich, und es ist deutlich zu sehen, wie im Verlauf der Ausscheidung der Schmelzfluß immer einfacher wird, und endlich, im letzten Stadium der Verfestigung, nur noch aus einem Mineral (monomineralisch) oder aus einer eutektischen Mischung zweier Mineralien besteht, die schließlich als letzte Ausfüllung zwischen den gegen sie deutlich kristallographisch begrenzten früheren Ausscheidungen kristallisieren und die sog. Mesostasis (griech. Zwischenmasse) bilden. Fig. 1, 3 und 6 auf Tafel II lassen diese Verhältnisse deutlich hervortreten, und zwar ist in Fig. 1 der Quarz, in Fig. 6 im Gegensatz dazu der basische Augit und in Fig. 3 die eutektische Mischung von Quarz und Feldspat in der gesetzmäßigen Ausbildung des Mikropegmatits die Mesostasis. Rosenbusch nennt solche Struktur hypidiomorphkörnig (griech. hypo, beinahe; idios, eigen; morphe, Form).

Die hauptsächlichsten Strukturformen dieser gleichmäßig ausgebildeten körnigen und holokristallinen (griech. holos, ganz) Gesteine sind: die granitische Struktur (Taf. II, Fig. 1), bei welcher der dunkle Gemengteil gegenüber den Feldspaten, diese gegenüber dem Quarz mehr oder minder deutlich begrenzt sind. Es erfolgt dabei die Ausscheidung des einfacher zusammengesetzten Orthoklases später als die der komplizierten Plagioklase. Aber die gegenseitige Abgrenzung der Ausscheidungsepochen der einzelnen Bestandteile ist nicht scharf, sondern diese greifen stark ineinander über, die kristallographische Ausbildung der einzelnen Bestandteile ist daher nur selten vollkommen, wie sie z. B. für das Verhältnis von Plagioklas und Orthoklas in der Monzonitstruktur (Taf. II, Fig. 4) bezeichnend ist. Wenn

man die normale Kristallisationsfolge eines solchen Granites schematisch darstellt, so ergibt sich das Diagramm Fig. 93, in welchem in vertikalen Abszissen die Dauer der einzelnen Phasen dargestellt ist.

Es treten die in fast allen Gesteinen in sehr kleinen Mengen vorhandenen Akzessorien (Apatit, Zirkon etc.) stets als erste Ausscheidungsprodukte I aus, und ihre Kristallisation ist vollendet, wenn jene der Hauptgemengteile des Gesteins beginnt. Dann folgt der Biotit II, der noch nicht vollständig abgeschieden ist, wenn die Kristallisation des Plagioklases III beginnt, und ebenso greift die Phase der Ausbildung von Orthoklas IV und auch von Quarz V noch über jene des Plagioklases hinüber. Die daraus sich ergebende Struktur ist in ihren Hauptzügen charakteristisch für die meisten Granite, für Syenit, Monzonit, Quarzdiorit und Diorit; etwas abweichend aber ist die Erscheinung bei den meisten Zweiglimmergraniten und Apliten, bei welchen die Kristallisation mit der Abscheidung des Quarzes beginnt und häufig Mikropegmatit die letzte Ausfüllung bildet, wie dies in Fig. 2 und 3 der Tafel II dargestellt ist; man bezeichnet dies als granulitische (franz. granulite, Zweiglimmergranit) oder aplitische Struktur (von Rosenbusch fälschlich auch panidiomorphe [griech. pan, alles] Struktur genannt, welche bei einem kompakten kristallinischen Gestein überhaupt nicht denkbar ist). Wenn, wie in letzterem Fall, der Mikropegmatit herrschend wird, spricht man von mikropegmatitischer Struktur.

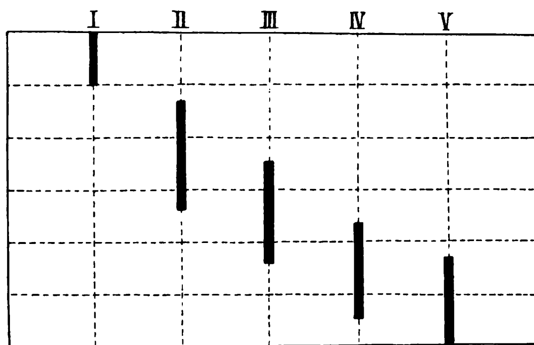


Fig. 93. Schematische Darstellung der zeitlichen Reihenfolge bei der Kristallisation eines Granits.

Wenn man vom Diorit zu den basischeren Eruptivgesteinen weitergeht, so verschwindet allmählich die so bezeichnende Reihenfolge der Ausscheidung: die Gabbrostruktur (Taf. II, Fig. 5) zeigt die Bestandteile in gleichmäßiger Ausbildung, also auch annähernd gleichzeitiger Entstehung. Doch geht diese „allotriomorphe“ (griech. allotrios, fremd) Beschaffenheit bei weiterer

Zunahme des basischen Gemengteils rasch über in die ophitische (Taf. II, Fig. 6) des Trapps und Diabases, bei welcher die umgekehrte Reihenfolge eintritt und der farbige Bestandteil die Mesostasis bildet. Bei noch weiterer Abnahme des Feldspats verliert sich auch diese wieder, und die feldspatarmen Pikrite und besonders die feldspatfreien Peridotite haben wieder allotriomorph körnige Struktur, bei letzteren häufig mit gegenseitiger Durchwachsung von Pyroxen und Olivin, poikilitische (griech. poikilos, verwickelt) oder Implikationsstruktur (lat. implicare, umschlingen).

Wenn dagegen in irgend einem Stadium der Kristallisation die physikalischen Verhältnisse sich ändern, so tritt auch ein Hiatus in der Ausscheidung ein, was besonders für die Ergußgesteine charakteristisch ist, deren größere intratellurische Einsprenglinge im Gegensatz stehen zu der feineren Grundmasse, porphyrische Struktur (Taf. III, Fig. 1). Man bezeichnet dann wohl auch diese Gesteine bei rein kristallinisch entwickelter Grundmasse als holokristallinporphyrisch (griech. holos, ganz) im Gegensatz zu den hypokristallinporphyrischen, bei welchen eine glasige Basis vorhanden ist. Besonders bei den kieselsäurereichen Gesteinen beobachtet man hier mannigfache Erscheinungen: Taf. III, Fig. 1 zeigt die mikrogranitische Ausbildung, Fig. 2 die glasige, vitrophyrische (lat. vitrum, Glas), in fluidaler, eutaxitischer Ausbildung (griech. eu, gut; taxis, Ordnung) und Fig. 3 die sphärolitische (griech. sphaira, Kugel) oder granophyrische (lat. granum, Korn) der Quarzporphyre. Zwischen diesen liegen alle möglichen Übergänge, deren kristallinische Beschaffenheit häufig nicht mehr sicher nachweisbar ist; man bezeichnet sie als felsophyrische oder mikrofelsitische Quarzporphyre.

Die fluidale Anordnung der kleinen Feldspatleisten der Grundmasse ist bezeichnend für die trachytische Struktur (Taf. III, Fig. 4), während die gleichfalls bei Trachyten auftretende orthophyrische mehr isometrische Feldspatindividuen in regelloser Verteilung zeigt. Bei den Andesiten beobachtet man meist herrschend die schmalen, regellos angeordneten Feldspatleisten, andesitische Struktur, mit wenig glasigem Zwischenmittel pilotaxitische (griech. pilos, Filz; taxis, Ordnung) oder mit viel Glas hyalopilitische (griech. hyalos, Glas) Struktur (Taf. III, Fig. 5). In den basischen Reihen der Melaphyre stellt sich die

der ophitischen analoge Intersertalstruktur ein (Taf. III, Fig. 6), nur daß hier Glaszwickel die Ecken zwischen den Feldspatleisten erfüllen. In den noch feldspatärmeren Gesteinen der Basaltreihe endlich besteht die Grundmasse des Gesteins aus einem oft kaum auflösbaren, regellosen Haufwerk von Mikrolithen, mikrolithische Struktur. In beiden letzteren Fällen tritt der eigentlich porphyrische Charakter, d. h. die Bildung eines und desselben Bestandteils in zwei zeitlich getrennten Perioden, oft stark in den Hintergrund.

Innere Struktur der Kontaktgesteine und kristallinischen Schiefer. Unter den Strukturformen solcher Gesteine, welche mit einigem Recht wenigstens den Namen kristallinische Schiefer tragen, kann man verschiedene Typen unterscheiden. Die schlierigen Granite, Diorite oder Gabbrogesteine haben im allgemeinen dieselben Strukturen wie die entsprechenden richtungslosen Vorkommnisse. In einer zweiten Gruppe herrschen mechanische Strukturen, welche die ursprüngliche Form häufig stark verwischen. Besonders wichtig aber und weit verbreitet bei den schon oben als metamorphische Schiefer abgetrennten Reihen sind einige außerordentlich charakteristische und den Eruptivgesteinen entgegengesetzte Strukturformen, welche man schon frühe als Strukturen der Kontaktgesteine erkannt hat. Die Identität der Struktur der metamorphischen Schiefer mit jener von nicht zweifelhaften Kontaktgesteinen beweist aber auch eine Identität der chemisch-physikalischen Prozesse, welche bei ihrer Bildung wirksam waren.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Vorkommnisse läßt in einigermaßen charakteristischen Bildungen auf den ersten Blick einen tiefgreifenden Unterschied ihrer Struktur gegenüber von den Eruptivgesteinen erkennen. Es fehlt nämlich jede Reihenfolge der Ausscheidung weitaus den meisten Kontaktgesteinen und metamorphischen Schiefern ganz, und wenn auch einzelne Gemengteile durch besondere Größe oder vollkommenere Kristallformen sich aus einer dichteren Grundmasse abheben, so findet man bei genauerer Betrachtung doch alle Mineralien dieser scheinbaren Grundmasse als Einschlüsse in den größeren Individuen, welche somit nicht als ältere Ausscheidungsprodukte gelten können; man bezeichnet diese Struktur auch als pseudoporphyrische (griech. pseudos, Lüge), oder weil die größeren Kristalle makro-

skopisch oft als Knoten auf der Bruchfläche hervortreten, als Knotenstruktur, oder wenn sie garbenförmige Gebilde darstellen, als Garbenstruktur.

Betrachtet man die Eigentümlichkeiten der Struktur der hier zu besprechenden Gesteine im Detail, so ergeben sich zahlreiche Erscheinungen, welche darauf hinweisen, daß im Stadium der Kristallisation dieser Gesteine die Moleküle eine viel geringere Beweglichkeit besessen haben müssen als im eruptiven Magma; ebenso sicher aber geht daraus hervor, daß die Umkristallisation nicht, wie Rosenbusch will, im festen Aggregatzustand vor sich ging.

Die hauptsächlich typischen Erscheinungen lassen erkennen, daß die einzelnen Bestandteile der Kontaktgesteine und metamorphischen Schiefer ihre Substanz oft aus ziemlich weitem Umkreis bezogen haben; aber der Aggregatzustand war ein zu viskoser, um zu mehr oder minder reinen Kristallen zu führen, man trifft daher, zumal in den größeren Einsprenglingen, eine Unmasse von Einschlüssen, welche die Siebstruktur (Taf. IV, Fig. 1) bedingen. In zahlreichen Fällen entstehen auch an Stelle von einheitlichen Individuen durcheinandergewachsene Aggregate verschiedener Mineralien, welche oft so dicht werden, daß sie erst in sehr dünnen Schliffen durchsichtig erscheinen. Ein derartiges Beispiel zeigt der „zerkräuselte“ Pyroxen in Fig. 2, Taf. IV.

Ein weiterer Hinweis auf die geringe Beweglichkeit der Moleküle ist in der weit verbreiteten Erhaltung von Resten der ursprünglichen Struktur, in der Palimpseststruktur, gegeben, welche oft schon makroskopisch deutlich hervortritt, wie in den Resten porphyrischer (Fig. 61 S. 137) und ophitischer Struktur, in zahlreichen „Grünschiefern“ oder in wohlerhaltenen Fossilresten (Fig. 94) in den aus Sedimentgesteinen hervorgegangenen Bildungen. In andern Fällen beobachtet man Derartiges erst u. d. M., und zwar besonders in Form der helizitischen (griech. helix, gewunden) Struktur (Taf. IV,



Fig. 94. Krinoideenstilglied in grobkörnigem Marmor vom Bayum-Kol-Tal, Tian-Schan.

Fig. 3), wobei der ursprünglichen Schichtung des umgewandelten Gesteins entsprechend Bänder und Züge von Einschlüssen die neugebildeten Gemengteile dieser Gesteine durchziehen.

Gleichfalls sehr bezeichnend für die hier zu betrachtenden Vorkommnisse ist die Pflasterstruktur (Taf. IV, Fig. 4), wobei die einzelnen Mineralkörner wie unregelmäßige Pflastersteine nebeneinander liegen, sich meist mit recht geradlinigen Konturen berührend. Ähnliche Ausbildungsformen zeigen auch die Figuren 1 auf Tafel V und VI; die neben diesen stehenden Figuren 2 der beiden Tafeln lassen den entgegengesetzten Charakter einer intensiv verzahnten Struktur erkennen, welche sehr häufig ohne jede erkennbare Ursache mit ersterer in direktem Verband auftritt. Besonders auffallend ist die an letztere sich anschließende Struktur des Itakolumits (Taf. V, Fig. 3), bei welcher die verzahnten Quarzkörner nicht miteinander verwachsen sind, so daß das Gestein biegsam ist.



Fig. 95. Quarzphyllit, Sunk, Steiermark. Gefältelte Serizitmembranen.

Wo die Umkristallisation unter hohem Druck eintrat, erscheinen vor allem die Glimmermineralien in parallelen Membranen (Fig. 95), und wenn zufällig ein größeres Individuum derselben sich quer zur Richtung dieser Membranen, d. h. mit seiner Basis parallel zur Richtung des Drucks stellt, so zeigt es, nach dem Rieckeschen Prinzip weitergewachsen, besonders schlechte Umgrenzung und dicktaflige Ausbildung (Taf. IV, Fig. 5).

Obwohl nun weitaus die wichtigsten dieser Strukturformen schon lange als typische Formen der Kontaktgesteine bekannt sind, versuchte neuerdings Becke das Auftreten derselben in den von ihm als dynamometamorph angesehenen „kristallinischen Schiefern“ dadurch zu etwas ganz Neuem zu stempeln, daß er denselben nur für diese letzteren Vorkommnisse gültige neue Namen beilegte. Die durch den angenommenen hohen Druck eintretende Schieferung bezeichnet er als Kristallisationsschieferung, und die auf die geringe Beweglichkeit der Moleküle zurückzuführende Unvollkommenheit der Kristallbildung vergleicht er mit einem Sprossen (griech. blastein), und bezeichnet daher die Gesteine als kristalloblastisch.

Im folgenden ist kurz eine Übersicht der in diesem Zusammenhang geprägten neuen Namen gegeben, welche aber nur dazu dienen können, die tatsächlich vorhandenen Erscheinungen zu verschleiern und deshalb zurückzuweisen sind. Bei Becke ist in einem metamorphischen Schiefer: granoblastisch oder zyklopisch = Pflasterstruktur; lepidoblastisch = schuppig; nematoblastisch = faserig; homöoblastisch = gleichmäßig-körnig; porphyroblastisch = pseudoporphyrisch; diablastisch = Siebstruktur; poikiloblastisch = helizitisch; idioblastisch = idiomorph; xenoblastisch = xenomorph; die Palimpseststrukturen nennt er entsprechend: blasto-granitisch, wenn durch Umkristallisation verschleierte Granitstruktur vorliegt, analog blastophitisch, blastoporphyrisch, blastopsephitisch, blastopsammitisch etc. Die durch Zertrümmerung entstandene Mörtelstruktur endlich wird von ihm als porphyroklastisch aufgeführt.

Innere Struktur der Sedimentgesteine. Bei den Sedimentgesteinen sind drei verschiedene Arten von Bestandteilen zu unterscheiden, welche für die Strukturform in Frage kommen. In erster Linie sind die klastischen Bestandteile charakteristisch für diese Gruppe, und die pelitische, psammitische resp. psephitische Struktur bezeichnet nach S. 101 in erster Linie die Korngröße der vorherrschend aus Trümmermaterial zusammengesetzten Sedimente. In den typischen Peliten ist, abgesehen von einzelnen winzigen Quarzsplittern und untergeordneten Bruchstücken rein zufälliger Gemengteile, auch bei Anwendung starker Vergrößerungen meist wenig zu sehen. Dagegen erscheint die klastische Beschaffenheit in den Psammiten deutlich, und der Unterschied äolischer und alluvialer Bildungen tritt häufig dadurch hervor, daß in ersteren (Taf. V, Fig. 6) mehr gerundete, in letzteren scharfeckige Quarzfetzen (Taf. V, Fig. 5) den Hauptbestandteil bilden. Und auch das Verhalten des zum Teil durch diagenetische Prozesse modifizierten Zements gibt oft sehr charakteristische Erscheinungen, wie z. B. in Fig. 6 das wasserklare Quarzzement eine kristallinische Fortwachsung der gerundeten, dunkel umsäumten Sandkörner darstellt.

Ein zweiter Teil der Struktur der Sedimente ist organischer Natur und tritt vor allem in den erhaltenen Skeletteilen der Organismen hervor, z. B. in dem Krinoideenkalk (Fig. 96). Die Struktur der organischen Skeletteile ist, wie früher gezeigt wurde, in sehr verschiedenem Maße erhaltungsfähig, am geringsten bei den Kieselskeletten, am höchsten bei den Knochen. Bei den Kalkskeletten unterscheidet man besonders deutlich zwei strukturell getrennte Teile: der eine bezieht sich auf die Art des Aufbaues des Skeletteils aus Kalkspat oder Konchit, die rein kristallinische Beschaffenheit

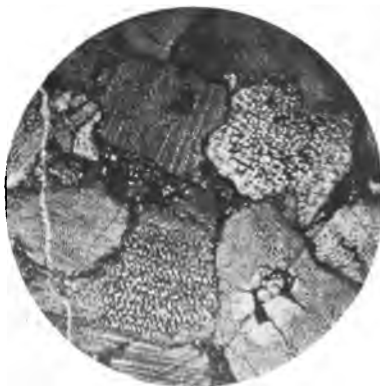


Fig. 96. Krinoideenkalk mit „Gitterstruktur", Vilstal bei Pfronten, Allgäu.

desselben, welche bei den aus Konchit bestehenden Skeletten überhaupt nie erhalten bleibt, da diese Substanz stets diagenetisch in körnigen Kalkspat umgelagert wird. Bei den ursprünglich schon aus Kalkspat bestehenden erhält sich diese Struktur häufig — um so besser, je gröber kristallinisch der Aufbau war, verhältnismäßig selten bei den feinfaserigen strahligen Foraminiferen, fast immer bei den aus großen Kristalloiden bestehenden Skelettteilen der Echinodermen. Ein weiterer Teil der mikroskopischen Struktur der Kalkskelette liegt in der Art der Verteilung der ursprünglich organischen Materie in dem anorganischen Skelett, Erscheinungen, die durch die diagenetische Umwandlung der ersteren zu kohlenähnlichen Substanzen häufig besonders deutlich hervortreten, z. B. die Gitterstruktur der Krinoideen in Fig. 96 S. 209.

Die dritte Reihe von Bestandteilen, welche wiederum die Struktur der Sedimente wesentlich modifiziert, ist im Gegensatz zu den beiden ersten authigener Natur, bedingt entweder durch direkte chemische Sedimentation, wie sie in gewissen Gips- und Steinsalzvorkommnissen vorliegen, die öfter recht grobkörnig werden, oder durch diagenetische Prozesse, die besonders in Karbonat- und Kieselgesteinen eine Umlagerung des Gesteins zu meist feinkörnigen Aggregaten hervorbringen, welche auch bei äußerster, fast submikroskopischer Korngröße als authigene Kristallisationen deutlich zu erkennen sind.

Endlich ist als bezeichnende Strukturform mancher Sedimente, namentlich von Karbonatgesteinen, hervorzuheben die oolithische Struktur, von welcher Fig. 5 und 6 auf Taf. VI ein Bild geben, erstere mit deutlicher Erhaltung der ursprünglichen radialstrahligen und konzentrischen Ausbildung, letztere in dem gewöhnlichen Stadium der diagenetischen Umkristallisation zu einem körnigen Aggregat von Kalkspat. Zum Schluß mag noch darauf hingewiesen werden, daß in vielen Fällen bei der mikroskopischen Untersuchung der Struktur der Sedimentgesteine sekundäre Ausfüllungen von Rissen und Klüften, Infiltrationen auf den Schieferungs- und Schichtflächen u. dgl. recht störend wirken und im Dünnschliff häufig nur durch ihre viel deutlicher kristallinische Entwicklung unterschieden werden können.

Mechanische Strukturen. Durch die Einwirkung gebirgsbildender Prozesse wird die Struktur der Gesteine mannigfach verändert, und man faßt alle derartigen Modifikationen als mechanische Strukturen zusammen.

Makroskopisch treten solche häufig in die Erscheinung, am deutlichsten in den gefalteten Schichtgesteinen und in transversal geschieferten Tonschiefern; aber auch in andern Bildungen hat man makroskopisch die deutlichsten Anzeichen mechanischer Strukturen. Gehört doch eigentlich schon die Verbandsfestigkeit der Sedimentgesteine in diese Rubrik. Die zahlreichen Klüfte und Adern, die schließlich zu endogenen Brekzien führen, die Drucksuturen etc. der Karbonatgesteine sind ebensoviele Anzeichen mechanischer Einwirkung. Aber auch in den eigentlich kristallinischen Gesteinen beobachten wir häufig schon

mit bloßem Auge mechanische Veränderungen. Grobkörnige Marmore werden zu wachsähnlich dichten Aggregaten zermalmt, oder der zertrümmerte Quarz granitischer Gesteine nimmt ein sandartiges Aussehen an.

Viel mannigfacher und deutlicher aber sind die Einwirkungen der mechanischen Kräfte auf die innere Struktur der Gesteine, die sich u. d. M. zu erkennen geben. Am weitesten verbreitet ist unter diesen die Zerstörung der organischen Struktur, z. B. in Karbonatgesteinen. Die verschiedenen Mineralien verhalten sich dem formändernden Druck gegenüber sehr verschieden, und während z. B. die Glimmer sich in der mannigfachsten Weise biegen lassen, ohne ihren Zusammenhang zu verlieren (Taf. IV, Fig. 6), zeigt der spröde Quarz die geringsten Spuren einer derartigen Einwirkung deutlich dadurch an, daß er im polarisierten Licht nicht mehr einheitlich erscheint, sondern in wenig abweichend auslöschende Stengel parallel der Hauptaxe zerlegt ist. In einem weiteren Stadium der Zertrümmerung löst sich der Zusammenhang der Stengel mehr und mehr, sie werden von quer verlaufenden Rissen durchsetzt, und auf all den feinen Klüften bildet sich durch Zerreibung feiner Sand, innerhalb dessen gröbere Reste des Korns übrig bleiben, Mörtelstruktur (Taf. V, Fig. 4). Ganz analog verhält sich der Olivin.

Derartige Erscheinungen können ihre Ursachen in mechanischen Einwirkungen haben, welche durch Gebirgsdruck oder andere Verhältnisse während der Gesteinsverfestigung entstanden: man bezeichnet sie dann als Protoklase (griech. proton, anfänglich; klao, zerbreche), oder aber dieselben sind erst eingetreten, nachdem das Gestein schon verfestigt war: Kataklase (griech. kata, hinterher). Diese vollständig spröden Mineralien sind die besten Gradmesser für die mechanischen Einwirkungen, welche die Gesteine erlitten haben. Zwischen den biegsamen Glimmern und dem spröden Quarz stehen die übrigen Mineralien in der Mitte: Diopsid und Hornblende sind noch in ziemlichem Maße biegsam, wobei aber namentlich letztere häufig nach der Spaltbarkeit sich etwas verschiebt und im Querschnitt ein parkettartig zusammengesetztes Bild gibt. Besonderes Interesse verdient der Kalkspat, nicht nur wegen seiner Verbreitung, sondern auch weil bei ihm die Verhältnisse eingehender experimentell erforscht sind. Die Experimente ergaben, daß das Mineral bei gewöhnlicher Temperatur sehr leicht kataklastisch wird und

dann ein ähnliches Bild darbietet (Taf. VI, Fig. 3) wie der zertrümmerte Quarz, daß aber bei einer Temperatur von einigen hundert Grad die Plastizität des Minerals eine sehr bedeutende ist, einesteils durch Gleitung, die zu feinster Zwillingslamellierung führt, andernteils aber auch durch direkte Verbiegung der Lamellensysteme. Man beobachtet nun in zahlreichen körnigen Kalken weitgehende Umformung der Zwillingslamellen dieses Minerals, ohne daß irgend eine hervortretende Zertrümmerung desselben stattgefunden hätte (Taf. VI, Fig. 4), und schließt daraus, daß hier die mechanischen Kräfte auf das noch erwärmte Gestein eingewirkt haben.

Diese mannigfaltig abgestuften Erscheinungen stellen sich durch unter hoher Belastung wirkenden Seitendruck ein, welcher die Unterschiede in der Biegsamkeit der einzelnen Mineralien besonders stark hervortreten läßt, während eine rasche Auslösung der Spannung, wie sie z. B. an einer Verwerfung stattfindet, auch die unter Belastung hochgradig plastischen Mineralien, wie Kalkspat, Glimmer etc. zertrümmert. In den Produkten der Zerreibung an solchen Verwerfungsklüften (Ruscheln) ist das ganze Gestein oft ganz gleichmäßig zerkleinert. Es entstehen durch diese Zertrümmerung der Gesteine teils lockere Massen, in welchen mehr oder weniger abgescheuerte, oft mannigfach gekritzte, aber in ihrem Innern kaum veränderte Brocken des Nebengesteins eingeschlossen sind, teils ziemlich feste Gesteine mit ausgesprochener Flaserstruktur, in welcher die erhaltenen Gesteinsbruchstücke als Augen in einer zerriebenen schieferigen Masse sitzen, die oft auch noch durch Lösungen etc., welche hinzugekommen sind, mannigfaltige Neubildungen, meist glimmerartiger Natur, aufweist. Schließlich geht die Zermalmung so weit, daß nur ein feiner Mulm übrig bleibt („Gangtonschiefer“ im Harz) oder ein gleichmäßig dichtes, schieferiges Gestein hervorgeht, dessen Ursprung aus einem Granit etc. niemand ahnen würde (Pfahlschiefer). Intensive Zermalmungen stellen sich auch an der Basis großer Überschiebungen ein, wo das gesamte, die Unterlage bildende Gestein, welches durch die Wucht der Bewegung abgehobelt wurde, vermengt und zusammengeknetet erscheint, so daß schließlich dichte, mannigfach geflammte Gesteine mit einer eigenartigen Knetstruktur entstehen. All diese aus der Gesteinszerreibung hervorgehenden Produkte bezeichnet man als Mylonite (griech. myle, die Mühle).

Einschlüsse, Konkretionen und Sekretionen. Zu erwähnen sind schließlich die Einschlüsse, Konkretionen und Sekretionen. Als Einschlüsse faßt man in erster Linie fremde Gesteins- und Mineralbruchstücke in Eruptivgesteinen zusammen, welche zum Teil in ihrer ursprünglichen Bruchstückform erhalten sind, zum Teil durch die Einwirkung des schmelzflüssigen Materials angeschmolzen oder in ihrer inneren Beschaffenheit verändert wurden. Die Einschlüsse sind teils endogener Natur und dann meist scharf abgegrenzte Bruchstücke, wie man sie in Gang- und Effusivgesteinen in weiter

Verbreitung trifft. Sie erscheinen ihrer ganzen mineralischen Zusammensetzung nach als mitgerissene Fragmente von Gesteinen, die, häufig unter Mitwirkung magmatischer Spaltungsprozesse, in der Tiefe aus dem Magma selbst sich gebildet hatten; hierher gehören die Olivinfelseinschlüsse der Basalte, die Einschlüsse von Nephelinsyenit in Phonolithen, von Sanidinit in Trachyten und andere „Ureinschlüsse".

Ihnen gegenüber stehen die exogenen (griech. exo, außen) Einschlüsse, von dem Eruptivmagma losgerissene Bruchstücke des Nebengesteins. Diese sind oft so weitgehend verändert, daß sie nur noch als schlecht begrenzte Flecken aus der gleichmäßigen Gesteinsmasse (basische Putzen im Granit) sich abheben; in andern Fällen haben sie die ursprüngliche Schiefernatur bewahrt und sind von dem Eruptivgestein mannigfach injiziert (Gneiseinschlüsse im Granit). Besonders massenhaft trifft man die Einschlüsse



Fig. 97. Kontaktbrekzie: Diorit, von Granit durchadert, Schönberg an der Bergstraße. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

in schmalen Gängen oder in den Randzonen der Massive (Kontaktbrekzien Fig. 97); sie finden sich aber, meist allerdings besonders stark verändert, auch im Kern der Intrusivmassen; endlich sind sie unter den Auswürflingen effusiver Gesteine häufige Erscheinungen.

Als Konkretionen (lat. concretio, Verdichtung) bezeichnet man Konzentrationen bestimmter Gesteinsgemengteile in Sedimenten, welche bald während der eigentlichen Gesteinsbildung, bald im Verlauf späterer Prozesse entstanden sind; hierher zu zählen sind: die Tongallen der Sandsteine; die linsenförmigen Mergelkonkretionen im Ton mit mannigfaltiger Zerklüftung, zu welchen die Septarien gehören; Nester und Putzen von Gips, von Schwefelkies oder Speerkies, von Sphärosiderit in Mergeln und Tonschiefern, von Feuerstein in der Kreide, von Menilit in den Kieselschiefern, die sog. Imatra- und Laukasteine, welche ebenso wie

die vielgestaltigen Lößkindl (Fig. 98) kalkige Konkretionen darstellen; mit Sand erfüllte Kristallgruppen von Kalkspat, wie die sog. kristallisierten



Fig. 98. Lößkindl, Uttenhofen, Rheinpfalz. Das untere Exemplar ist stark sandig.



Fig. 99. Kristallisierter Sandstein von Fontainebleau bei Paris.

Sandsteine (Fig. 99); endlich Knauer und Bänder von Hornstein und Karneol, welche in den Kalken verschiedener Formationen auftreten, Knollen von Eisenoxydhydrat, wie die Adlersteine, von Phosphorit, Cölestin etc.



Fig. 100. Achatmandel mit Zufuhrkanal, Oberstein a. N.

Als Sekretionen (lat. secretio, Abscheidung) endlich bezeichnet man alle Ausfüllungen von Hohlräumen innerhalb der Gesteine, deren Material man — häufig mit Unrecht — der Auslaugung des Nebengesteins zuschreibt, die man wohl besser als Infiltrationen bezeichnen darf, so die Mandeln und Geoden von Achat (Fig. 100), Kalkspat und Zeolithen in Blasenräumen von Eruptivgesteinen, Adern und Trümer von Quarz und Kalkspat in allen möglichen Gesteinen, Nester etc., welche in Hohlräume irgend welcher Art von außen her eingeführt worden sind.

Erklärungen zu Tafel II—VI.

Tafel II.

*[1] Fig. 1. Granitische Struktur. Dunkle Gemengteile gegen die lichten deutlich begrenzt; der Quarz (hellste Teile des Bildes) als letzte Ausfüllungsmasse. Gewöhnliches Licht.

Fig. 2. Granulitische Struktur. Die Kristallumgrenzung des Quarzes gegenüber den übrigen Gemengteilen ist deutlich. Polarisiertes Licht.

Fig. 3. Mikropegmatitische Struktur. Die eutektische Mischung von Orthoklas und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung bildet die letzte Ausfüllung. Polarisiertes Licht.

Fig. 4. Monzonitstruktur. Der Orthoklas als Ausfüllungsmasse zwischen sehr gut begrenzten Plagioklasindividuen. Polarisiertes Licht.

Fig. 5. Gabbrostruktur. Regellos körnige Beschaffenheit. Polarisiertes Licht.

Fig. 6. Ophitische Struktur. Größere einheitliche Augitindividuen erfüllen die Räume zwischen wohlbegrenzten Plagioklasleisten. Gewöhnliches Licht.

Tafel III.

*Fig. 1. Porphyrische Struktur mit mikrogranitischer Grundmasse. Größere Einsprenglinge von Quarz und Feldspat in feinkörniger granitischer Grundmasse. Polarisiertes Licht.

Fig. 2. Eutaxitische Struktur. Deutliche Fluidalstruktur der glasigen Grundmasse. Gewöhnliches Licht.

Fig. 3. Sphärolithische Struktur. Grundmasse vorherrschend aus radialstrahligen Quarz-Feldspataggregaten bestehend. Polarisiertes Licht.

*Fig. 4. Trachytische Struktur. Fluidale Schwärme von Feldspatleisten winden sich um die Einsprenglinge. Polarisiertes Licht.

Fig. 5. Hyalopilitische Struktur. Die Grundmasse, reich an Glas, mit richtungslos angeordneten Mikrolithen von Plagioklas und Augit. Gewöhnliches Licht.

*Fig. 6. Intersertalstruktur. Die letzte Ausfüllung, namentlich in den dreieckigen Feldern, ist Glas mit ausgeschiedenen Mikrolithen. Gewöhnliches Licht.

---

[1] Die mit * bezeichneten Figuren sind aus F. Berwerth, Mikroskopische Strukturbilder der Massengesteine, Stuttgart 1897, mit freundlicher Erlaubnis des Verfassers entnommen.

Tafel IV.

Fig. 1. Siebstruktur. Ein äußerlich etwas unvollkommen begrenzter Granat ist erfüllt von Einschlüssen der übrigen Bestandteile. Gewöhnliches Licht.

Fig. 2. Implikationsstruktur. Zerkräuselte Aggregate von Pyroxen mit Plagioklas. Polarisiertes Licht.

Fig. 3. Helizitische Struktur. Parallel zur ursprünglichen Schichtung angeordnete Individuen von Biotit, Sillimanit und Titaneisen durchziehen einen einheitlichen, das ganze Bild einnehmenden Kordierit. Polarisiertes Licht.

Fig. 4. Pflasterstruktur. Die Albitindividuen liegen wie Pflastersteine aneinander. Polarisiertes Licht.

Fig. 5. Biotit quer zur Schieferung. Dicktafliges, randlich in die Schieferung hineingezogenes Individuum. Gewöhnliches Licht.

Fig. 6. Gebogene Glimmerlamellen. Die stark gebogenen Lamellen zeigen keine Bruchstellen. Polarisiertes Licht.

Tafel V.

Fig. 1. Pflasterstruktur. Die Quarzindividuen berühren sich ziemlich geradlinig. Polarisiertes Licht.

Fig. 2. Verzahnte Struktur. Die Quarzindividuen greifen mit scharfen Zacken ineinander und sind fest verwachsen. Polarisiertes Licht.

Fig. 3. Verzahnte Struktur. Die Quarzindividuen greifen zackig ineinander und sind nicht miteinander verwachsen. Gewöhnliches Licht.

Fig. 4. Mörtelstruktur (Kataklasstruktur). Feiner Quarzsand auf Rissen in optisch stark gestörten Quarzkörnern. Polarisiertes Licht.

Fig. 5. Klastische Struktur. Scharfeckige Quarzkörner, offenbar alluvial in dichtem, tonigem Zement. Polarisiertes Licht.

Fig. 6. Klastische Struktur. Gerundete Quarzkörner, offenbar äolisch mit randlichen Fortwachsungen von neugebildetem Quarz. Gewöhnliches Licht.

Tafel VI.

Fig. 1. Pflasterstruktur. Geradlinig gegeneinander begrenzte Kalkspatkörner. Polarisiertes Licht.

Fig. 2. Verzahnte Struktur. Die Kalkspatkörner greifen eckig ineinander. Polarisiertes Licht.

Fig. 3. Kataklasstruktur. Feine Kalkspataggregate zwischen optisch stark gestörten größeren Resten von Kalkspatkörnern. Polarisiertes Licht.

Fig. 4. Mechanische Struktur. Die Zwillingslamellen des Kalkspats sind ohne Zertrümmerung des Minerals stark gebogen. Gewöhnliches Licht.

Fig. 5. Oolithische Struktur. Ursprüngliche radialstrahlige und konzentrisch schalige Beschaffenheit der einzelnen Kügelchen. Polarisiertes Licht.

Fig. 6. Oolithische Struktur. Die Kügelchen sind durch Diagenese zu Körneraggregaten geworden. Polarisiertes Licht.

Register.

Berichtigung.

S. 116 Unterschrift zu Fig. 53 lies Antiklinale statt Synklinale.

Strukturformen ... Tiefengesteine



Fig. 1. Granitische Struktur. Quarzdiorit Schwarzenberg, Vogesen.



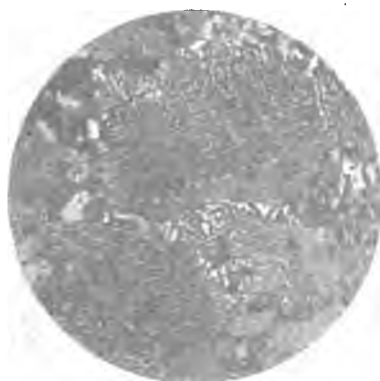


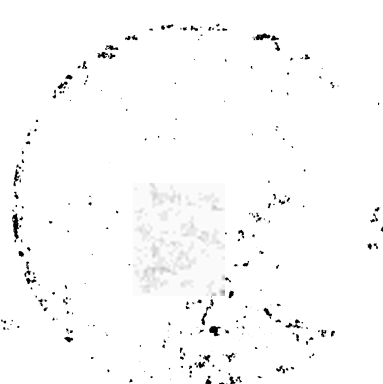
Fig. 3. Mikropegmatitische Struktur. Aplit ... Tourmalet, Pyrenäen.



Fig. 4. Monzonitstruktur. M... Monzonital.



Fig. 5. Gabbrostruktur. Trapp... Hartmannsdorf, Sachsen.



...ische Struk... Arran, Schottland.

Berichtigung.

[illegible] lies Antiklinale statt Synklinale.

Strukturformen der körnigen Eruptivgesteine.

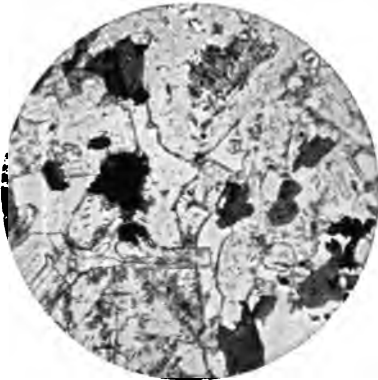


Fig. 1. Granitische Struktur. Quarzdiorit, Schwarzenberg, Vogesen.

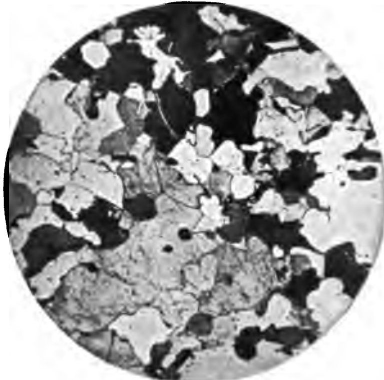


Fig. 2. Granulitische (aplitische) Struktur. Granulit, Kurunegala, Ceylon.

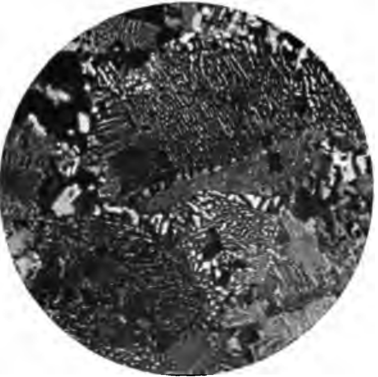


Fig. 3. Mikropegmatitische Struktur. Aplit Col de Tourmalet, Pyrenäen.



Fig. 4. Monzonitstruktur. Monzonit, Monzonital.



Fig. 5. Gabbrostruktur. Trappgranulit, Hartmannsdorf, Sachsen.



Fig. 6. Ophitische Struktur. Trapp, Insel Arran, Schottland.



Strukturformen der [illegible]



Fig. 1. Porphyrische Struktur. G[illegible] [illegible], Lausthofen, Odenwald.



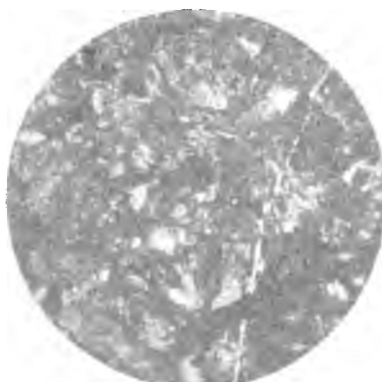


Fig. 3. Sphärolitische Struktur. Liparit, Glashütten, Ungarn.



Fig. 4. Trachytische S[illegible] Trachyt, Pliozänische F[illegible]

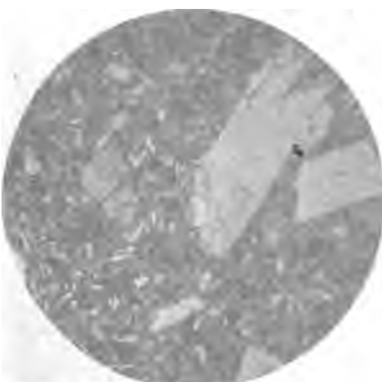
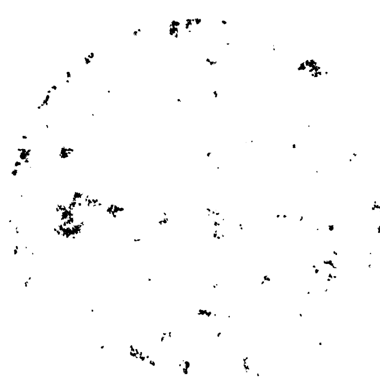


Fig. 5. Hyalopilitische St[illegible] Porphyrit, Weiselberg a. [illegible]



Strukturformen der porphyrischen Eruptivgesteine.



Fig. 1. Porphyrische Struktur. Granitporphyr, Ernsthofen, Odenwald.

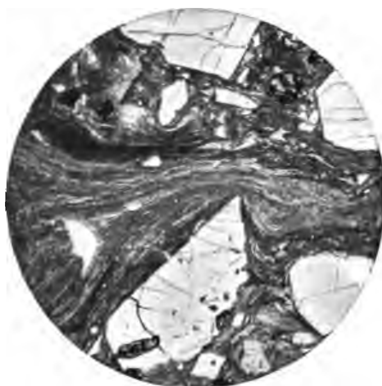


Fig. 2. Eutaxitische Struktur. Pechsteinporphyr, Kastellruth, Südtirol.



Fig. 3. Sphärolitische Struktur. Liparit, Glashütten, Ungarn.

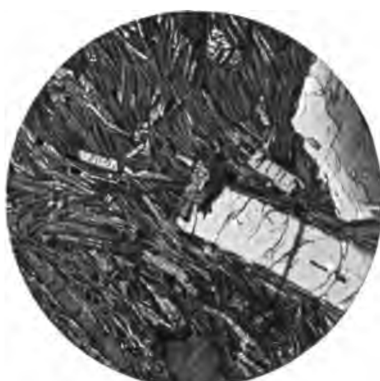


Fig. 4. Trachytische Struktur. Trachyt, Phlegräische Felder bei Neapel.



Fig. 5. Hyalopilitische Struktur. Porphyrit, Weiselberg a. d. Nahe.



Fig. 6. Intersertalstruktur. Melaphyr, Meißner, Hessen.





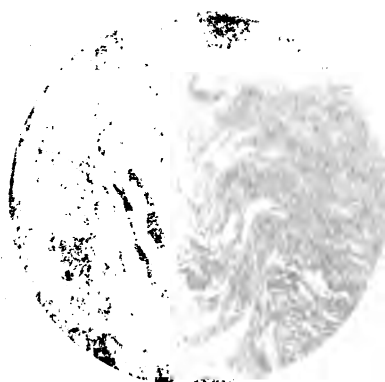


Fig. 3. Helizitische Str... ...neis. Bodenma...



Fig. 4. Pflas... Fümmelbach...



Fig. 5. Biotit quer zur Schieferung... schiefer, Maurertal, Groß...



Fig. 6. Gebogene Glimmerlamellen. ...schiefer. Kleinitz. Großvenediger.



Tafel IV.

Strukturformen der Kontaktgesteine und metamorphischen Schiefer.

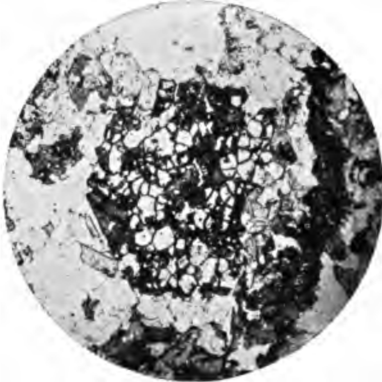


Fig. 1. Siebstruktur. Glimmerschiefer, Zopetspitze, Großvenediger.



Fig. 2. Implikationsstruktur. Eklogit, Trainsdorf, Fichtelgebirge.



Fig. 3. Helizitische Struktur. Kordieritgneis, Bodenmais.



Fig. 4. Pflastorstruktur. Grünschiefer, Tümmelbachtal, Großvenediger.



Fig. 5. Biotit quer zur Schieferung. Graphitschiefer, Maurertal, Großvenediger.



Fig. 6. Gebogene Glimmerlamellen. Glimmerschiefer, Kleinitz, Großvenediger.



Fig. 1. Pflasterstruktur. Quarzit, Steck Steiermark.



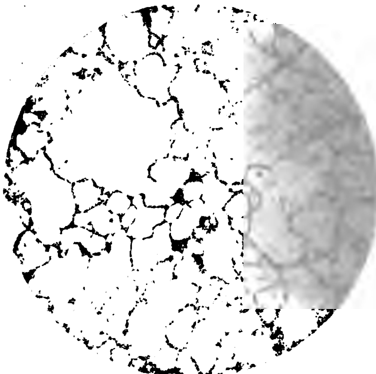


Fig. 3. Verzahnte Struktur. Itakor: Ouro Preto, Brasilien.



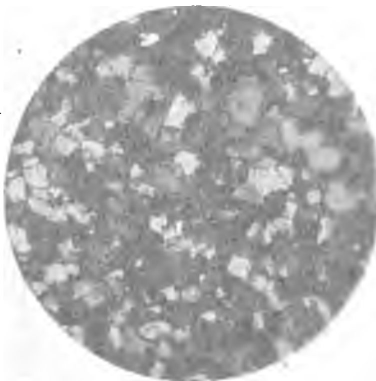


Fig. 5. Klastische Struktur. Schramberg, Schwarzwald.

Strukturformen der Kieselgesteine.

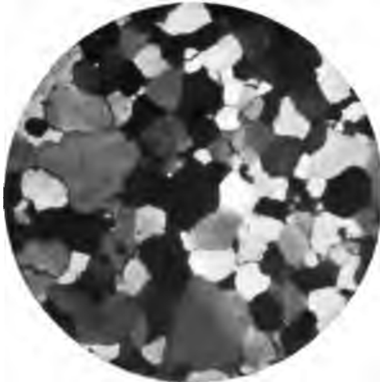


Fig. 1. Pflasterstruktur. Quarzit, Sunk, Steiermark.



Fig. 2. Verzahnte Struktur. Quarzit, Perosa Kottische Alpen.

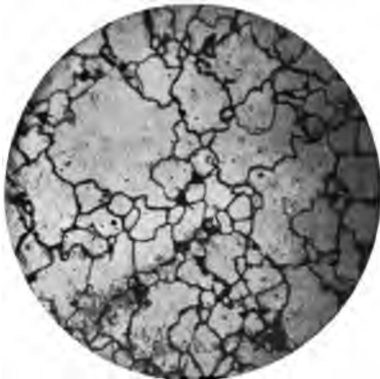


Fig. 3. Verzahnte Struktur. Itakolumit, Ouro Preto, Brasilien.



Fig. 4. Mörtelstruktur. Quarzphyllit. Fratnik, Großvenediger.

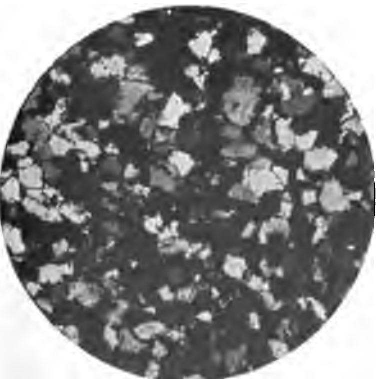


Fig. 5. Klastische Struktur. Sandstein, Schramberg, Schwarzwald.

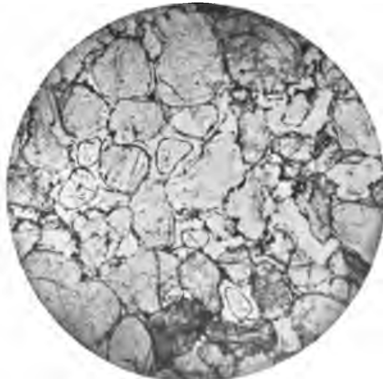
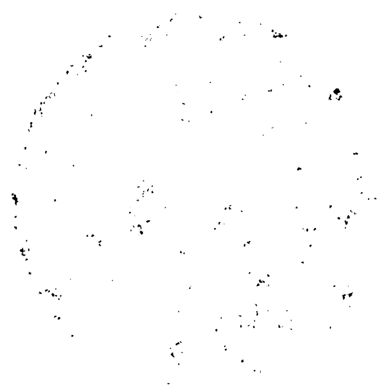


Fig. 6. Klastische Struktur. Kristallsandstein, Erbach, Odenwald.





. 1. . ast.s . tan. M. . .

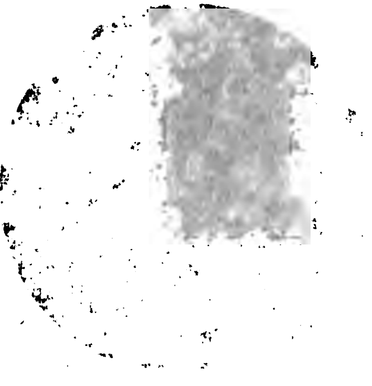




Fig. 3. K. .

. . .ndow. . . 1

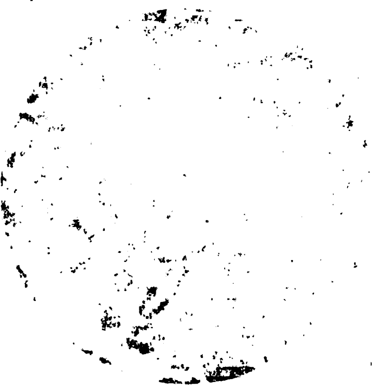


Fig. 5. Oolith. Vilstal . . .

Algau.



. . . . ach. Le. . . .

. . ch F. Con. . .



Strukturformen der Kalksteine.

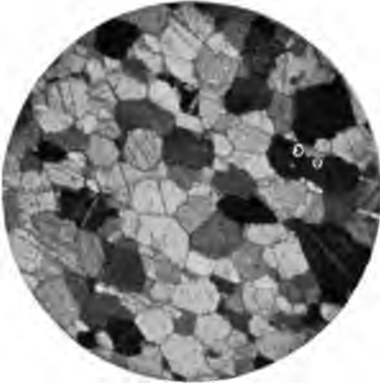


Fig. 1. Pflasterstruktur. Marmor (ordinario), Carrara, Italien.



Fig. 2. Verzahnte Struktur. Marmor, (statuario), Carrara, Italien.



Fig. 3. Kataklasstruktur. Marmor, Grindelwald, Berner Oberland.

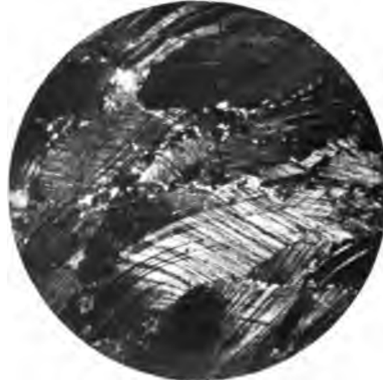


Fig. 4. Mechanische Struktur. Marmor m gebogenen Lamellen, Wunsiedel.

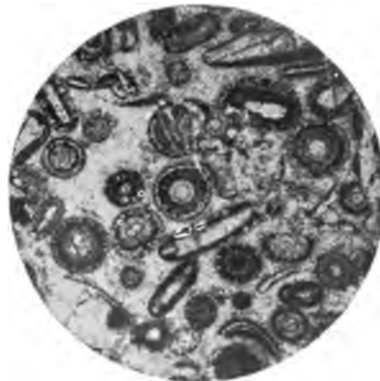


Fig. 5. Oolith, Vilstal bei Pfronten, Allgäu.

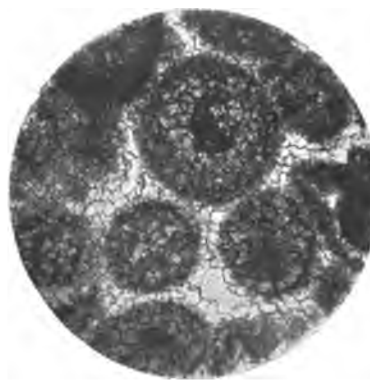


Fig. 6. Oolith, Remich, Luxemburg. (Nach E. Cohen.)